

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ЧЕРНІВЕЦЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ЮРІЯ ФЕДЬКОВИЧА

Кваліфікаційна наукова праця
на правах рукопису

Шавранський Василь Федорович

УДК 551.435.13(234.421.1):551.77

ДИСЕРТАЦІЯ

**ЕВОЛЮЦІЯ ПЕРЕДКАРПАТСЬКОЇ ЧАСТИНИ ДОЛИНИ Р. ПРУТ У
ПІЗНЬОМУ КАЙНОЗОЇ (НА ОСНОВІ МАТЕРІАЛІВ ІНЖЕНЕРНО-
ГЕОЛОГІЧНИХ ВИШУКУВАНЬ)**

106 – Географія

10 – Природничі науки

Подається на здобуття наукового ступеня доктора філософії

Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей, результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело



/ В. Ф. Шавранський

Науковий керівник – **Рідуш Богдан Тарасович**,
доктор географічних наук, професор

Чернівці – 2025

АНОТАЦІЯ

Шавранський В. Ф. Еволюція передкарпатської частини долини р. Прут у пізньому кайнозої (на основі матеріалів інженерно-геологічних вишукувань). – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора філософії з галузі знань 10 – Природничі науки за спеціальністю 106 – Географія. Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича, Міністерство освіти і науки України. Чернівці, 2025.

Дисертаційна робота присвячена реконструкції розвитку терасового комплексу річки Прут у пізньому кайнозої на основі комплексного аналізу матеріалів інженерно-геологічних вишукувань (розвідок).

Передгірні річкові долини є складними природними системами, що відображають взаємодію тектонічних, кліматичних і геоморфологічних процесів упродовж геологічної історії. Вони є не лише ключовими елементами ландшафтної структури, а й важливими об'єктами для аналізу динаміки земної поверхні, оцінки природних ризиків і розробки стратегії раціонального природокористування.

Долина річки Прут у межах м. Чернівці та передмістя, є яскравим прикладом такої системи, оскільки її розвиток визначив сучасну геоморфологічну будову регіону та сприяв накопиченню четвертинних відкладів. Ці відклади мають важливе значення для розуміння геодинаміки території, оцінки інженерно-геологічних умов та прогнозування можливих змін у природному середовищі.

Аналіз існуючих підходів до класифікації річкових терас засвідчив відсутність єдиної позиції щодо їхньої кількості та критеріїв виділення, особливо в межах долини Пруту. При дослідженні та виділенні терасових рівнів за основу було взято класифікацію, запропоновану М. Векличем (1982).

Для уточнення висотних рівнів терас були використані дані з архівних матеріалів інженерно-геологічних розвідок, що дало змогу більш детально визначити структурні та морфологічні особливості терасових комплексів.

Методика комплексного вивчення річкових долин ґрунтується на поєднанні польових, камеральних і лабораторних методів дослідження. Використання палеогеографічного, геологічного, стратиграфічного та інших підходів дозволило детально аналізувати умови осадонакопичення, седиментаційні процеси та еволюцію ландшафтів.

Серед камеральних широко застосовано систематизацію та аналіз даних з бурових журналів інженерно-геологічних розвідок, який забезпечує класифікацію осадових порід за їхніми фізичними, хімічними та структурними характеристиками, що сприяє визначенню умов їхнього утворення. Документальний аналіз дозволив інтегрувати наявну інформацію з 790 інженерно-геологічних звітів (3500 свердловин) для реконструкції палеорельєфу та виявлення динаміки геологічних процесів.

Комплексний підхід до вивчення еволюції долини Пруту у пізньому кайнозої дозволив реконструювати давні палеогеографічні умови, оцінити сучасні динамічні процеси та спрогнозувати їхній подальший розвиток.

У ході дисертаційного дослідження було встановлено морфологічні та морфометричні характеристики надзаплавних терас Пруту, їхню геологічну будову, генезис, відносний вік, а також палеогеографічні умови формування.

Визначено основні чинники, які впливали на еволюцію терасового комплексу, серед яких ключову роль відіграли кліматичні зміни, тектонічні рухи та гідрологічні процеси.

Геологічні дослідження, зокрема дані, отримані з інженерно-геологічних свердловин, а також результати моделювання на основі геоінформаційних систем (ГІС), підтвердили значну нерівність поверхні корінних порід. Виявлений палеорельєф часто має складну будову та не завжди знаходить своє відображення у сучасному рельєфі, що свідчить про багатоступінчасту історію геоморфологічного розвитку регіону.

Оскільки в геолого-геоморфологічній будові м. Чернівці та його передмістя вдалося відстежити лише 12 терас, причому остання з них відповідає *ярківсько-кизилярському* часу, ми розглядаємо еволюцію долини Пруту протягом останніх 3,8 млн років.

У долині р. Прут чітко вирізняється її днище, в межах якого розташовані висока та низька заплави, а також I та II тераси. Правий борт долини сильно уражений зсувними процесами, які проявляються здебільшого у зміщенні великих блоків, які захоплюють корінні глини. Тому тут лише фрагментарно простежуються VII-X-та тераси, або взагалі не простежуються тераси з III по VI. У розрізах середніх та високих терас відсутній русловий алювій, що свого часу вже відмічалося М. Кожуріною (1956b). Натомість широко розвинена XII-та тераса *ярківсько-кизилярська* (*jr-kz*), яка датується середнім пліоценом. У її поверхню врізані чотири прадолини діагонального північно-західного простягання, заповненні частково озерно-болотними відкладами. У південно-східній частині ареалу наявні доступні для вивчення розрізи XI-ї тераси.

Аналіз палеодолин у досліджуваному регіоні свідчить про їхню тісну залежність від тектонічних порушень північно-західного простягання, які орієнтовані паралельно до Карпатського орогену. Більшість цих долин успадковані сучасними малими річками та їхніми притоками, що вказує на значний вплив гідрологічних та геоморфологічних процесів упродовж їхньої еволюції. Наявність лінеamentів, що перетинають основні розломи, ймовірно, вказує на оконтурення малих тектонічних блоків, що підтверджує роль неотектонічної активності у формуванні рельєфу.

На лівому борту долини комплекс терас вище та нижче “Чернівецьких воріт” простежується більш повно. Однак, як і на правому березі, вони частково деформовані схиловими процесами. Тут широко представлена XII-та пліоценова тераса, причому, на відміну від правого берега, в її будові присутній русловий алювій.

Представлене стратиграфічне розчленування геологічної будови більшості терас (за виключенням I-ї та II-ї) має попередній характер і потребує подальшого уточнення методами палеогеографії (насамперед, палінологічне вивчення).

Поєднання сучасних ГІС-технологій із традиційними методами забезпечує комплексний підхід до дослідження річкових долин, що має важливе практичне значення для прогнозування природних ризиків, планування будівництва та збереження довкілля.

Результати палеогеографічних реконструкцій мають широке застосування в різних сферах науки і господарської діяльності. Вони можуть бути використані при регіональному прогнозуванні інженерно- та гідрогеологічних властивостей пізньокайнозойських відкладів, що є важливим для будівництва, рекреації, меліорації та раціонального використання природних ресурсів. Отримані дані сприятимуть проведенню геологічних та інженерно-геологічних вишукувань, зокрема для оцінки стійкості ґрунтів, визначення потенційно небезпечних зон, прогнозування змін руслових процесів і забезпечення сталого розвитку територій.

Дослідження дозволяють уточнити стратиграфічну схему четвертинних відкладів, що сприятиме деталізації геологічної історії регіону, встановленню хронологічних меж формування осадових комплексів та вдосконаленню геолого-геоморфологічних моделей розвитку річкових долин. Важливим аспектом є також оцінка геоекологічних ризиків, зокрема підтоплення, ерозії берегів, змін руслових процесів та впливу техногенних факторів на природне середовище.

Результати досліджень можуть бути використані в освітньому процесі у вищих навчальних закладах для викладання дисциплін, пов'язаних із геологією, геоморфологією, інженерною геологією, екологічною безпекою та природокористуванням. Вони стануть основою для підготовки навчально-методичних матеріалів, організації практичних занять і проведення польових досліджень. Застосування сучасних ГІС-технологій у поєднанні з

традиційними методами аналізу дозволяє не лише підвищити точність палеогеографічних реконструкцій, але й забезпечити їх ефективне використання для вирішення актуальних завдань природокористування, просторового планування та моніторингу природних процесів.

Ключові слова: річкова долина, надзаплавні тераси, русло, заплава, геолого-геоморфологічна будова, річка Прут, палеоландшафт, тектонічні деформації, лесово-грунтовий розріз, свердловини, геодинаміка, ГІС, моделювання та реконструкції рельєфу, палеогеоморфологічний аналіз, алювій.

ANNOTATION

Shavranskyi V. F. Evolution of the Precarpathian part of the Prut River valley in the Late Cenozoic (based on materials from engineering-geological survey).

Dissertation for the degree of Doctor of Philosophy in the field of knowledge 10 - Natural Sciences, speciality 106 - Geography. Yuriy Fedkovych Chernivtsi National University, Ministry of Education and Science of Ukraine. Chernivtsi, 2025.

The dissertation is devoted to the reconstruction of the development of the Prut River terrace complex in the Late Cenozoic based on a comprehensive analysis of engineering and geological surveys (exploration) materials.

Foothill river valleys are complex natural systems that reflect the interaction of tectonic, climatic and geomorphological processes throughout geological history. They are not only key elements of the landscape structure, but also important objects for analysing the dynamics of the earth's surface, assessing natural risks and developing a strategy for sustainable environmental management.

The Prut River valley within Chernivtsi and its suburbs is a prime example of such a system, as its development has shaped the modern geomorphological structure of the region and contributed to the accumulation of Quaternary sediments. These sediments are important for understanding the geodynamics of the territory,

assessing engineering and geological conditions, and predicting possible changes in the natural environment.

An analysis of existing approaches to the classification of river terraces has shown that there is no consensus on their number and criteria for their identification, especially within the Prut valley. The classification proposed by M. Veklych (1982) was used as a basis for the study and identification of terrace levels.

Data from archival materials of engineering and geological surveys were used to clarify the elevation levels of the terraces, which made it possible to determine the structural and morphological features of the terrace complexes in more detail.

The methodology for the comprehensive study of river valleys is based on a combination of field, desk and laboratory research methods. The use of paleogeographical, geological, stratigraphic and other approaches allowed us to analyse in detail the conditions of sedimentation, sedimentation processes and landscape evolution.

The systematisation and analysis of data from drilling logs of engineering and geological surveys was widely used to classify sedimentary rocks by their physical, chemical and structural characteristics, which helps to determine the conditions of their formation. The documentary analysis allowed us to integrate the available information from 790 engineering and geological reports (3,500 boreholes) to reconstruct the paleo-relief and identify the dynamics of geological processes.

An integrated approach to the study of the evolution of the Prut valley in the Late Cenozoic allowed us to reconstruct ancient paleogeographic conditions, assess current dynamic processes and predict their further development.

In the course of the dissertation research, the morphological and morphometric characteristics of the Prut floodplain terraces, their geological structure, genesis, relative age, and paleogeographic conditions of formation were established.

The main factors that influenced the evolution of the terrace complex were identified, among which climatic changes, tectonic movements and hydrological processes played a key role.

Geological studies, including data obtained from engineering geological boreholes, as well as the results of modelling based on geographic information systems (GIS), confirmed the significant unevenness of the bedrock surface. The identified palaeo-relief often has a complex structure and is not always reflected in the modern relief, which indicates a multi-stage history of geomorphological development of the region.

Since only 12 terraces have been traced in the geological and geomorphological structure of Chernivtsi and its suburbs, the last of which corresponds to the Yarkivsko-Kyzylian time, we consider the evolution of the Prut valley over the past 3.8 million years.

The Prut River valley is clearly distinguished by its bottom, which includes the high and low floodplains, as well as terraces I and II. The right side of the valley is heavily affected by landslides, which manifest themselves mainly in the displacement of large blocks that capture the bedrock clay. That is why terraces VII-X are only fragmentary here, or terraces III to VI are not visible at all. In the sections of the middle and high terraces, there is no channel alluvium, which was already noted by M. Kozhurina (1956b). Instead, the XIIth terrace Yarkivsko-Kyzylarska (jr-kz) is widely developed and dates back to the Middle Pliocene. Four diagonal north-west striking valleys are cut into its surface, partially filled with lake and bog sediments. In the southeastern part of the area, there are accessible sections of the XIth terrace.

The analysis of river paleovalley in the study area shows their close dependence on northwest-trending tectonic faults that are oriented parallel to the Carpathian orogen. Most of these valleys have been inherited by modern small rivers and their tributaries, indicating a significant influence of hydrological and geomorphological processes during their evolution. The presence of lineaments crossing the main faults probably indicates the outline of small tectonic blocks, which confirms the role of neotectonic activity in the formation of the relief.

On the left side of the valley, the complex of terraces above and below the Chernivtsi Gate is more fully traced. However, as on the right bank, they are partially

deformed by slope processes. The XIIth and Pliocene terrace is widely represented here, and, unlike the right bank, its structure includes channel alluvium.

The presented stratigraphic dissection of the geological structure of most terraces (except for the I and II terraces) is preliminary and requires further refinement by paleogeography methods (primarily palynological studies).

The combination of modern GIS technologies with traditional methods provides an integrated approach to river valley research, which is of great practical importance for predicting natural risks, planning construction and environmental protection.

The results of palaeogeographical reconstructions are widely used in various fields of science and business. They can be used for regional forecasting of engineering and hydrogeological properties of Late Cenozoic sediments, which is important for construction, recreation, land reclamation and rational use of natural resources. The data obtained will facilitate geological and engineering geological surveys, in particular for assessing soil stability, identifying potentially hazardous areas, predicting changes in channel processes and ensuring sustainable development of territories.

The research allows us to clarify the stratigraphic scheme of Quaternary sediments, which will help to detail the geological history of the region, establish the chronological boundaries of sedimentary complexes and improve geological and geomorphological models of river valley development. An important aspect is also the assessment of geo-environmental risks, including flooding, bank erosion, changes in channel processes and the impact of anthropogenic factors on the environment.

The research results can be used in the educational process in higher education institutions to teach disciplines related to geology, geomorphology, engineering geology, environmental safety and nature management. They will become the basis for preparing teaching materials, organising practical classes and conducting field research. The application of modern GIS technologies in combination with traditional analysis methods allows not only to improve the accuracy of paleo-

geographical reconstructions, but also to ensure their effective use for solving urgent problems of nature management, spatial planning and monitoring of natural processes.

Key words: river valley, river terraces, channel, floodplain, geological and geomorphological structure, Prut River, paleolandscape, tectonic deformations, loess-paleosol sequence, wells, geodynamics, GIS, modeling and reconstruction of relief, paleogeomorphological analysis, alluvium.

Наукові праці, в яких опубліковані основні наукові результати дисертації:

Наукові праці у виданнях, включених до переліку наукових фахових видань України:

1. Рідуш, Б., & Шавранський, В. (2024). Неотектонічні рухи в долині р. Прут: записи у карсті та відкладах річкових терас. *Проблеми геоморфології і палеогеографії українських Карпат і прилеглих територій*. 02(17), 160-172. <http://dx.doi.org/10.30970/gpc.2024.2.4564> (особистий внесок: здобувач проаналізував геолого-геоморфологічну будову долини р. Прут між селами Драниця та Крива; побудував карту терасових рівнів з виділенням лінеamentів; описав розріз печерних відкладів у залі Чернівецьких спелеологів у печері Попелюшка).

2. Шавранський, В. (2024). Геологічна будова четвертинних відкладів днища долини р. Прут в районі «Чернівецьких воріт» (за даними інженерно-геологічних розвідок). *Науковий вісник Чернівецького університету : Географія*, (847), 44-54. <https://doi.org/10.31861/geo.2024.847.44-54>

3. Шавранський, В., & Рідуш, Б. (2024). Геолого-геоморфологічна будова долини р. Прут в районі м. Чернівці (за даними інженерно-геологічних розвідок). *Науковий вісник Чернівецького університету : Географія*, (849), 122-134. <https://doi.org/10.31861/geo.2024.849.122-134> (особистий внесок: здобувачем проаналізовано інженерно-геологічні матеріали (більше 3 500 св.),

це дозволило отримати достовірну інформацію про геологічну будову надзаплавних терас р. Прут та виконати побудову геологічних розрізів; проведено реконструкцію поверхні корінних глин; вперше виділено та описано поховані долини в межах м. Чернівці).

Наукові праці, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації:

1. Рідуш, Б., Поп'юк, Я., & **Шавранський, В.** (2021). «Закриття» печерного палеоліту в печері Думка. *Пам'ятки Тустані в контексті освоєння Карпат: Матеріали V Міжнародної науково-практичної конференції до 50-ліття експедиції в Тустані (Львів, 30 вересня – 1 жовтня 2021 р.), 13-15. <https://archer.chnu.edu.ua/xmlui/handle/123456789/2794> (особистий внесок: здобувач брав участь в польових дослідженнях, описував геологічні розрізи).*
2. Поп'юк, Я., Рідуш, Б., & **Шавранський, В.** (2021). Заселення долини Верхнього Пруту в пізньому плейстоцені. *Культурний ландшафт як географічний феномен: Матеріали Міжнародної наукової конференції (Чернівці, 23 – 25 вересня, 2021 р.), 77- 78. <https://archer.chnu.edu.ua/xmlui/handle/123456789/2788> (особистий внесок: здобувач описав геологічний розріз терасових відкладів).*
3. Рідуш, Б., Купріч, П., Поп'юк, Я., **Шавранський, В.**, Костюк, У., & Рідуш, О. (2021). Печери Баламутівського берега Дністра. *Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій. Матеріали доповідей 12 науково-практичного семінару за міжнародної участі (Львів, 25– 26 листопада 2021 р.), 126- 130. <https://archer.chnu.edu.ua/xmlui/handle/123456789/3014> (особистий внесок: здобувач описав природні відслонення та проводив топографічну зйомку печер).*
4. **Шавранський, В.** (2023). Геологічна будова нижніх терас долини р. Прут в районі «Чернівецьких воріт» (за даними інженерно геологічних розвідок). *Всеукраїнський науковий семінар пам'яті професора Володимира Круля «Історична географія» (Чернівці, 21–22 вересня, 2023 р.), 85-88.*

<http://terra.chnu.edu.ua/istorychna-geografiya-v-ukrayini/>

5. Рідуш, Б., **Шавранський, В.**, Фіщук, М., Бондар, К., & Купріч, П. (2024). Нова велика лабіринтова печера у гіпсовому карсті Припрудтя. *Матеріали доповідей XIV науково-практичного семінару за міжнародної участі «Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат та прилеглих територій»* (Львів, 12-15 вересня, 2024 р.), 46-49.

[https://geography.lnu.edu.ua/wp-content/uploads/2024/09/Materialy-15 sem Problemy-heomorfolohii_2024.pdf](https://geography.lnu.edu.ua/wp-content/uploads/2024/09/Materialy-15_sem_Problemy-heomorfolohii_2024.pdf) (особистий внесок: здобувач відкрив нову печерну систему, проводив топографічну зйомку та опис відслонень).

6. Ridush, B., Rekovets, L., Popiuk, Y., Ridush, O., & **Shavranskyi, V.** (2021). Martynivka: A new cave site with Late Pleistocene small mammals' fauna in the Middle Dniester area (Ukraine). *Proceedings of INQUA SEQS 2021 Conference*, (Wrocław, Poland, 2021), 98 - 99. <https://archer.chnu.edu.ua/handle/123456789/3102> (особистий внесок: здобувач брав участь у польових дослідженнях та описував розрізи).

7. Ridush, B., **Shavransky, V.**, & Ridush, O. (2022). Cave sediments and tectonic morecords in gypsum karst of the Prut River valley. *Climate and Environmental Changes in Central-Eastern Europe. Past, Present and Future (CECCEE-2002)*, 2(1): Special Issue: Climate and Environmental Changes in Central-Eastern Europe: Past, Present and Future, 24-25. <https://geoconcept-journal.com/index.php/geosp/article/view/75> (особистий внесок: здобувач проводив польові дослідження, описав розріз в печері Попелюшка).

8. Ridush, B., Popiuk, Y., Kononenko, O., **Shavransky, V.**, & Ilkiv, M. (2024). The traces of Upper Paleolithic hunters on the Upper Prut. In *4th Conference «World of gravettian hunters»*, (Krakow, Poland, 20–24 May, 2024), 65-66. <https://archer.chnu.edu.ua/xmlui/handle/123456789/10446> (особистий внесок: здобувачем проводились польові дослідження розрізу середніх терас р. Прут).

ЗМІСТ

ВСТУП.....	15
РОЗДІЛ 1. ТЕОРЕТИКО-МЕТОДОЛОГІЧНІ ЗАСАДИ ВИВЧЕННЯ РЕЛЬЄФУ ПЕРЕДГІРНИХ РІЧКОВИХ ДОЛИН.....	22
1.1. Уявлення про розвиток передгірних річкових долин.....	22
1.2. Методи вивчення осадових відкладів.....	31
1.3. Методи датування заплавних і терасових елементів річкових долин	40
Висновки до розділу 1.....	53
РОЗДІЛ 2. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ДОСЛІДЖУВАНОЇ ТЕРИТОРІЇ	56
2.1. Тектонічна будова.....	56
2.2. Стратиграфія (геологічний розріз).....	60
2.3. Геоморфологічна будова (загальна).....	77
2.4. Гідро-кліматичні умови регіону	80
2.5. Рослинність та ґрунти.....	86
Висновки до розділу 2.....	90
РОЗДІЛ 3. МОРФОЛОГІЯ ДОЛИНИ Р. ПРУТ	93
3.1. Комплекс русла та низьких терас.....	93
3.2. Комплекс середніх терас	102
3.3. Комплекс високих терас.....	108
Висновки до розділу 3.....	123
РОЗДІЛ 4. ЧИННИКИ ТА ЕВОЛЮЦІЯ ДОЛИНИ Р. ПРУТ	127
4.1. Геолого-тектонічні чинники.....	127
4.2. Палеокліматичні чинники	136
4.3. Палеогеографічні умови формування річково-долинної системи Пруту	150
Висновки до розділу 4.....	171
ВИСНОВКИ	173
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	177
ДОДАТКИ.....	202

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ

ВПП – Волино-Подільська плита

ГІС – геоінформаційна-система

ЦМР – цифрова модель рельєфу

ЦМВР – цифрова модель відносного рельєфу

IDW – Inverse Distance Weighting (інверсне зважування відстані)

MIS – Marine isotope stages (морські ізотопні стадії)

ВСТУП

Актуальність теми дисертаційного дослідження. Передгірні річкові долини є складними природними системами, що відображають взаємодію тектонічних, кліматичних і геоморфологічних процесів упродовж геологічної історії. Вони є не лише ключовими елементами ландшафтної структури, а й важливими об'єктами для аналізу динаміки земної поверхні, оцінки природних ризиків і розробки стратегії раціонального природокористування.

Долина річки Прут у межах району м. Чернівці та передмістя є яскравим прикладом такої системи, оскільки її розвиток визначав сучасну геоморфологічну будову регіону та накопичення четвертинних відкладів. Ці відклади мають важливе значення для розуміння геодинаміки території, оцінки інженерно-геологічних умов та прогнозування можливих змін у природному середовищі.

Актуальність дослідження визначається низкою факторів. Долина Пруту зазнавала значного впливу новітніх тектонічних процесів, що спричинили нерівномірне підняття та опускання окремих блоків, а це, своєю чергою, визначило сучасний рельєф, гіпсометричне положення терасових комплексів і характер річкової ерозії. Кліматичні зміни у пізньому кайнозої, зокрема чергування періодів похолодань і потеплінь, суттєво впливали на рівень водності річки, руслові процеси, акумуляцію алювіальних відкладів, а також розвиток зсувних і ерозійних явищ. Геоморфологічні особливості досліджуваної території, зокрема нерівномірність висотного положення терас у межах окремих тектонічних блоків, свідчать про активні рухи земної кори, що можуть впливати на стійкість схилів і сприяти розвитку гравітаційних процесів.

Комплексний підхід до вивчення еволюції долини Пруту у пізньому кайнозої дозволяє реконструювати давні палеогеографічні умови, оцінити сучасні динамічні процеси та спрогнозувати їхній подальший розвиток. Використання інженерно-геологічних вишукувань у поєднанні з

геоморфологічним та стратиграфічним аналізом дає змогу створити науково обґрунтовану модель річкової долини, що має важливе значення для територіального планування та збереження природних ресурсів.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами.

Дисертаційна робота виконана в рамках наукової тематики кафедри фізичної географії, геоморфології та палеогеографії географічного факультету Чернівецького національного університету імені Юрія Федьковича і є частиною наукових тем «Реакція ландшафтів західного регіону України на глобальні кліматичні зміни та антропопресію», державний реєстраційний №0120U110148 (2021-2025pp.).

Метою дисертаційного дослідження є реконструкція етапів еволюції Передкарпатської частини долини річки Прут на основі матеріалів інженерно-геологічних вишукувань.

Досягнення цієї мети передбачає виконання наступних *завдань*:

- проаналізувати основні методичні аспекти палеогеографічних досліджень;
- вивчити палеогеографічні індикатори комплексом методів (геоморфологічним, геологічним, палеопедологічним, палеокліматичним, палеоландшафтним);
- охарактеризувати фізико-географічні умови ділянки досліджень;
- окреслити стратиграфію пліоцен-четвертинних розрізів в межах території дослідження;
- відносно датувати форми та відклади терасового комплексу річкової долини;
- простежити геодинамічний та генетичний взаємозв'язок між різними формами долинного рельєфу;
- проаналізувати зібрані дані та на їх основі реконструювати палеогеографічні умови та еволюцію річкової долини.

Об’єктом дослідження є пізньокайнозойські відклади та морфологія долини річки Прут.

Предметом дослідження є особливості та чинники формування пізньокайнозойських відкладів та динаміка еволюції річкової долини протягом пізнього кайнозою.

Методи дослідження. У роботі використано метод комплексного аналізу інженерно-геологічної інформації, а також загальнонаукових методів: актуалістичний, порівняння, систематизації, статистичний, картографічний, моделювання, геоморфологічний, морфометричний, стратиграфічний, гранулометричний, літолого-петрографічний.

Матеріали дослідження. Основою дисертаційного дослідження є результати аналізу 790 інженерно-геологічних звітів (3500 свердловин) з архіву ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут”, зокрема ключові з яких наведено в списку фондових матеріалів.

Наукова новизна отриманих результатів.

Вперше:

- для передкарпатської частини долини р. Прут проведено комплексні палеогеоморфологічні дослідження на основі матеріалів інженерно-геологічних вишукувань;
- детально описано розрізи терас у районі м. Чернівці з урахуванням геологічної, літологічної будови та стратиграфічних характеристик;
- встановлено гіпсометричні інтервали терасових рівнів та відносні висоти цоколів терас у районі м. Чернівці, що дало змогу уточнити еволюцію рельєфу та простежити динаміку розвитку річкової долини Пруту в межах досліджуваної території;
- визначено етапи розвитку терасового комплексу на підставі сучасних уявлень про палеогеографічну етапність території;
- досліджено поховані долини та їх поперечні та повздовжні розрізи, що дозволило реконструювати палеогідрографічну мережу, з’ясувати основні

етапи її розвитку та визначити періоди активного врізання та заповнення долин осадовим матеріалом;

- встановлена успадкованість більшості сучасних форм рельєфу за похованими формами, що вказує на довготривалу стабільність морфоструктурних особливостей та вплив древніх геодинамічних процесів на сучасну морфологію території;

- отримані радіовуглецеві датування для деревини з похованих відкладів палеорусел у межах низьких терас.

Підтверджено:

- відсутність руслового алювію у розрізах терасових відкладів на правому березі Пруту.

Переглянуто:

- хронологічні рамки та механізми перехоплення р. Черемош правою притокою Пруту.

Здійснено:

- просторово-часову реконструкцію природних умов, що панували в регіоні у пізньому кайнозої та визначено етапи розвитку терасового комплексу.

Практичне значення отриманих результатів. Результати палеогеографічних реконструкцій мають широке застосування в різних сферах науки і господарської діяльності. Вони можуть використовуватись при регіональному прогнозуванні інженерно- та гідрогеологічних властивостей пізньокайнозойських відкладів, що є важливим для будівництва, рекреації, меліорації та раціонального використання природних ресурсів.

Отримані дані сприятимуть проведенню геологічних та інженерно-геологічних вишукувань, зокрема для оцінки стійкості ґрунтів, визначення потенційно небезпечних зон, прогнозування змін руслових процесів і забезпечення сталого розвитку територій, які було впроваджено в практичну діяльність підприємств, зокрема Чернівецького відділу ТОВ «Геотехнічний

інститут» (довідка про впровадження результатів дисертаційного дослідження представлені у Додатку А).

Дослідження дозволяють уточнити стратиграфічну схему четвертинних відкладів, що сприятиме деталізації геологічної історії регіону, встановленню хронологічних меж формування осадових комплексів та вдосконаленню геолого-геоморфологічних моделей розвитку річкових долин. Важливим аспектом є також оцінка геоекологічних ризиків, зокрема підтоплення, ерозії берегів, змін руслових процесів та впливу техногенних факторів на природне середовище.

Результати досліджень можуть бути використані в освітньому процесі у вищих навчальних закладах для викладання дисциплін, пов'язаних із геологією, геоморфологією, інженерною геологією, екологічною безпекою та природокористуванням. Вони стануть основою для підготовки навчально-методичних матеріалів, організації практичних занять і проведення польових досліджень. Застосування сучасних ГІС-технологій у поєднанні з традиційними методами аналізу дозволяє не лише підвищити точність палеогеографічних реконструкцій, але й забезпечити їх ефективне використання для вирішення актуальних завдань природокористування, просторового планування та моніторингу природних процесів.

Особистий внесок здобувача. Дисертація є самостійною науковою працею, виконаною на основі авторських польових досліджень та детального аналізу фондових матеріалів. У процесі роботи проведено комплексне дослідження морфоструктурних та геолого-геоморфологічних особливостей річкової долини Пруту в межах району м. Чернівці.

Проаналізовано 790 інженерно-геологічних звітів, серед них 3500 свердловин, з архіву ЧВ ТОВ «Геотехнічний інститут», в тому числі описано особисто більше 1000 св. та проведено рекогностування при геологорозвідувальних роботах по сприятливості для будівництва як складової містобудівної документації м. Чернівці (Садгірський та

Першотравневий р-ни). Брав участь у відкритті та вивченні плейстоценового розрізу “Зеленів-1”.

Автором локалізовано терасові рівні річки Прут відповідно до гіпсометричних інтервалів, запропонованих М. Векличем (1982), що дозволило визначити їхню відносну висоту, морфологічні особливості та простежити просторові закономірності їхнього розташування. Особливу увагу приділено аналізу геологічної будови та стратиграфії відкладів, що формують ці тераси.

Також у межах дослідження було здійснено реконструкцію покрівлі корінних неогенових порід, що дало змогу виявити особливості тектонічної будови регіону, уточнити гіпсометричні параметри терасових комплексів і простежити взаємозв’язок між неотектонічними рухами та морфогенезом долини Пруту.

Апробація результатів дисертації. Матеріали та результати дисертаційного дослідження були представлені на дев’яти всеукраїнських і міжнародних наукових конференціях та семінарах: V міжнародній науково-практичній конференції до 50-ліття експедиції в Тустані *“Пам’ятки Тустані в контексті освоєння Карпат”* (Львів, 2021); міжнародній науковій конференції *“Культурний ландшафт як географічний феномен”* (Чернівці, 2021); 12 науково-практичному семінарі за міжнародної участі *“Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій”* (Львів, 2021); міжнародній конференції *“INQUA SEQS”* (Вроцлав, 2021); міжнародній конференції *“Climate and Environmental Changes in Central-Eastern Europe. Past, Present and Future”* (Сучава, 2022); всеукраїнському науковому семінарі пам’яті професора Володимира Круля *“Історична географія”* (Чернівці, 2023); XIV науково-практичному семінарі за міжнародної участі *“Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат та прилеглих територій”* (Львів, 2024); 4 міжнародній конференції *“World of gravettian hunters”* (Краків, 2024); III міжнародно-практичній конференції *“Молодіжна наука заради миру та розвитку”* (Чернівці, 2024).

Публікації. Основні наукові положення і результати дисертації опубліковані в 13 наукових працях: 3 наукових статей у фахових виданнях; 10 матеріалів і тез доповідей на наукових всеукраїнських та міжнародних конференціях та семінарах (3 із них зарубіжні).

Структура і обсяг роботи. Дисертація складається зі вступу, чотирьох розділів, висновків та списку використаних джерел (з яких 120 – опублікованих та 75 – фондових матеріалів). Загальний обсяг роботи становить 208 сторінок, з яких 154 – основного тексту, 38 – рисунків та 8 – таблиць. Додатки розміщені на 7 сторінках.

Подяки. Автор висловлює глибоку та щиру подяку своєму науковому керівнику, доктору географічних наук Рідушу Богдану Тарасовичу, за неоціненну допомогу в постановці наукового завдання, всебічне сприяння в організації та проведенні дослідження, а також за цінні поради, підтримку та надзвичайно важливі, змістовні й мотивуючі обговорення, які значно допомогли у формуванні наукових підходів та висновків.

Особлива подяка висловлюється співробітникам Чернівецького відділу ТОВ “Геотехнічний інститут”, зокрема Полевецькому Василю Івановичу за фахові консультації, конструктивні зауваження та практичну підтримку, що сприяли поглибленню наукового аналізу і забезпечили якісне виконання дослідження.

Окремо автор щиро дякує Вільнюській радіовуглецевій лабораторії за співпрацю, надану можливість проведення необхідних аналізів, що дозволило отримати важливі дані для досягнення поставлених наукових цілей.

Ця робота стала можливою завдяки спільним зусиллям, професіоналізму та підтримці всіх згаданих осіб і установ, за що автор висловлює глибоку вдячність.

РОЗДІЛ 1. ТЕОРЕТИКО-МЕТОДОЛОГІЧНІ ЗАСАДИ ВИВЧЕННЯ РЕЛЬЄФУ ПЕРЕДГІРНИХ РІЧКОВИХ ДОЛИН

1.1. Уявлення про розвиток передгірних річкових долин

Річки Передкарпаття формуються за унікальних умов, обумовлених взаємодією тектонічних процесів, кліматичних змін та особливостей геологічної будови регіону. Їх вивчення має тривалу історію та охоплює широкий спектр досліджень, включаючи геоморфологічні, гідрологічні, тектонічні та екологічні аспекти. Власне долина Пруту привертала увагу багатьох дослідників ще з другої половини XIX століття. Зупинимося на основних із них.

Карл Пауль та Едуард Тітце були першими, хто виявив і описав безліч стратиграфічних одиниць та структурних зон у долині верхів'я Прута. Вони також звернули увагу на наявність слідів стародавніх льодовиків на Чорногорі та вказували на сліди стікання Пруту в Дністер на Ростово-Хотимирській ділянці межиріччя (Paul, & Tietze, 1877).

М. Ломницький ґрунтовно описує долину Пруту від Делятина до Чорногори, і зауважує, що низькі тераси складені лесом (Lomnicki, 1879).

Пізніше Г. Гансьоровський детально описав сліди зледеніння та гляціальні форми рельєфу Чорногори (Gasiorowski, 1906).

Польський дослідник С. Павловський аналізуючи старе долинне утворення в Буковині, розташоване на межі східних Карпат, на вододілі між річками Черемош та Серет (Багненська долина), робить висновок що ця територія колись була частиною русла річки Черемош, яка в даний час змінила свій напрям стоку. Зазначає, що зміна напрямку течії річки Черемош могла бути викликана еволюцією навколишнього ландшафту та гідрологічними змінами, які зазнали впливу інших річок, зокрема Серету та Пруту. Також автор зазначає наявність двох чітко виражених терас Черемошу: верхньої та нижньої. Висота та ширина цих терас свідчать про значні зміни в руслі річки та її гідрологічному режимі. Нижня тераса, деякі ділянки якої мають висоту

лише 7-8 метрів, є свідченням минулої активності річки, яка формувала ландшафт, відкладаючи великі обсяги гравію та піску (Pawłowski, 1914).

Г. Тейссейр дослідив відклади Прут-Бистрицького межиріччя між Надвірною та Делятином, зазначивши, що раніше Бистриця Надвірнянська текла в бік Пруту. Він також охарактеризував терасові рівні Прута й Черемоша, зазначивши перевагу валунів і галечників в їхній будові, також вперше наводить палеогеографічні характеристики регіону, описуючи етапи утворення геологічних нашарувань (Teisseyre, 1933).

Ем. де Мартон описує геологічні та тектонічні умови, які могли вплинути на формування долини Прута біля м. Чернівці. Згадує оолітовий вапняк на хребті Цецино, який утворює захисну плиту над пісками, приблизно на 200 м вище, ніж оолітова плита на горі Могила (310 м) на північ від Пруту (біля с. Валява) (de Martonne, 1924) (рис. 1.1). З чого він робить висновок, що сарматські товщі не тільки нахилені до пд. сх., але й що між Цецино та Бердою є тектонічний розлом, ймовірно, у зв'язку з однією з дислокацій в напрямку схід-захід, виділених Тейссейром (Teisseyre, 1903). Цей розлом ймовірно, спричинив умови для формування тіснини та її перетину річкою Прут.

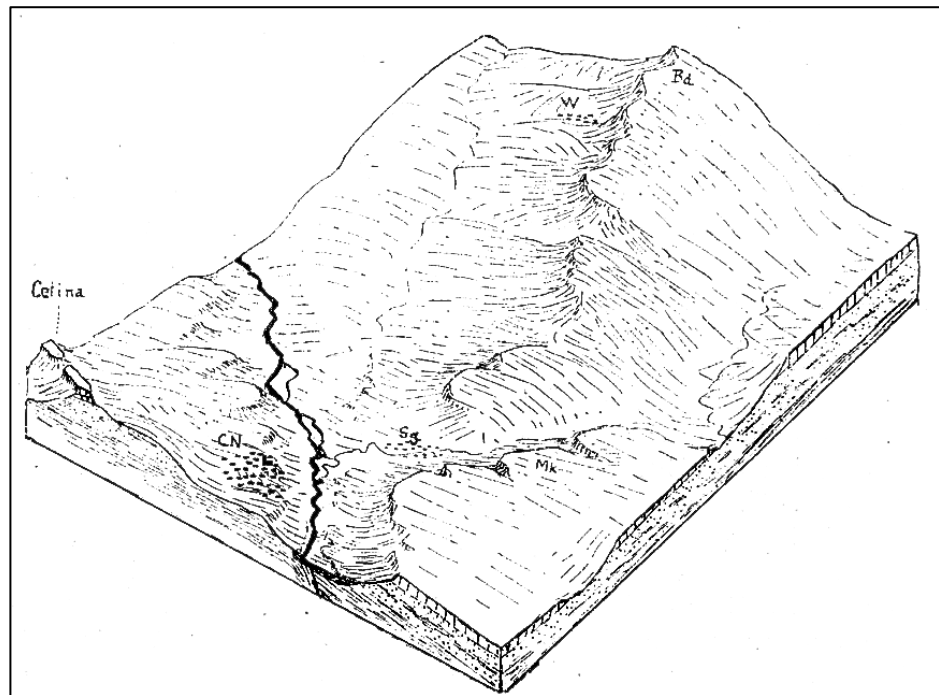


Рис. 1.1 Схема околиць Чернівців (de Martonne, 1924, р.190).

Вперше словосполучення, топонім “*Чернівецькі ворота*” згадується в 1933 році професором Чернівецького університету Констянтином Братеску у однойменній статті “*Poarta de la Cernăuți*” (Bratescu, 1933). У статті автор розглядає геологічну та тектонічну структуру регіону “*Чернівецькі ворота*” у контексті рельєфу й еволюції долин річки Прут. Основну увагу приділяє літологічним особливостям сарматських відкладів, стратиграфії та їхньому впливу на формування рельєфу.

У масивах Цецино і Бердо дослідником виявлено дві сарматські оолітові вапнякові плити. Одна з них залягає в основі ярусу над відкладами тортонського періоду, її можна простежити у районах Зорніси, Червоний Горб, Городище, Мошків, плато Кожушна, долинах Жучки та Сопи-Гори. Інша, верхня плита, знаходиться на вершинах Цецино та Бердо, з товщиною сарматських відкладів до 240 м на Цецино та близько 90 м на Берді, далі на пн.сх. вона тоншає.

Тож автор робить висновок що простягання нижньої оолітової вапнякової плити, а також поверхні контакту між сарматом та тортоном показує антиклінальну опуклість між Прутом і Дністром, тоді як верхня плита знаходиться приблизно на тому ж рівні Цецино і Бердо (542 м і 516 м).

Різниця в нахилах шарів і нерівності рельєфу свідчить про значні вертикальні та горизонтальні рухи земної кори, що впливали на формування долин Пруту й інших водотоків.

Дослідження Братеску підкреслює важливість комплексного підходу до вивчення геології й геоморфології регіону, враховуючи як стратиграфічні, так і тектонічні аспекти.

У дослідженні «*Citeva captari quaternare in Bucovina si Pocutia*» (“*Водозбори четвертинного періоду в Буковині та Покутті*”) докладно розглянуто гідрологічні особливості даного району, зокрема долини та тераси річки Черемош. Автор також надає загальний огляд річки та зробить узагальнення щодо гідрологічної ситуації в регіоні (Bratescu, 1925).

У своїх наукових працях він використовував різноманітні підходи для встановлення віку четвертинних терас і форм рельєфу інших геоморфологічних об'єктів. Визначення віку терас мало значення для дослідження еволюції регіонів та факторів, що на них впливали дозволяючи більш глибоко зрозуміти особливості даної території у момент проведення дослідження (Nimigeanu, 1967).

Дослідник виокремив три основних етапи розвитку терас: процеси ерозійного формування долини; накопичення річкових товщ (гравійно-піщаних) і вертикальне прорізування річки через цей шар. Його наукове дослідження мало практичне застосування у відображенні впливу рельєфу на господарські процеси (Nimigeanu, 1967).

С. Рудницький у своїх геоморфологічних дослідженнях активно застосовував морфологічний, генетичний та еволюційний підходи до аналізу рельєфу. Основним методом у його роботах був морфологічний аналіз, яким він досконало володів і постійно вдосконалював під час нових досліджень. Він створив детальні морфологічні характеристики рельєфу окремих регіонів Західної України, таких як Карпати, Передкарпаття, Закарпаття та Поділля, а також усієї Східної Європи (Рудницький, 1913). Вивчаючи морфологію рельєфу, Рудницький у своїх "морфологічних знадобах" зосереджувався на аналізі складових елементів земної поверхні та їх просторових співвідношень (морфологічної структури).

Залуцький (1932) розглянувши будову долини р. Прут від Делятина до Снятина, виділяє заплаву та вісім терасових рівнів. Нажаль у поясненні схеми терас автор не вказує особливості будови та відносну висоту даних рівнів.

Б. Іванов (1956) провів паралелі між тектонікою, терасовими рівнями долин карпатських рік і клімату, виокремивши на Пруті 8 терас (I – 1,5-2 м – голоцен; II – 6 м – пізньольодовиковий час; III – 15 м – вюрм-III (Валдайське зледеніння); IV – 23 м – вюрм-II (Калінінське зледеніння); V – 30-50 м – Лихвинсько-дніпровський інтергляціал; VI – 100 м – Ярославльсько-

лихвинський інтергляціал; VII – 100-150 м – середній пліоцен; VIII – 220 м – сармат-меотіс).

Особливу цінність становлять дослідження Геренчука (1947, 1960, 1961), який детально описав структуру гідромережі Прикарпаття та історію її розвитку (зокрема річкові перехвати), особливості поздовжніх і поперечних профілів річок та надзаплавних терас, геологічну будову заплав і сучасних русел. Він також проаналізував характер та розташування меандрів, встановив зв'язок між тектонічними процесами та рельєфом, а також обґрунтував асиметрію схилів річкових долин.

М. Кожуріна (1956 а, 1956 б, 1960, 1965, 1978) виділяє заплаву та 6 надзаплавних терас та заплаву (I – 3-4 м; II – 5-8 м; III – 15-25 м; IV – 60 м; V – 80-100 м; VI – 130-150 м), описує їх, наводить дані про механічний склад заплавних відкладів, встановлює 5 етапів формування долини р. Прут. Поділяє їх за складом на дві групи Перша група верхні тераси (V, VI) з висотами 80-100, 130-150 м і друга – нижні тераси від 80 м і до русла ріки.

Аналізуючи поздовжній профіль річки Прут, М. Кожуріна (1956 б) виявила поблизу міста Чернівці чотири випуклі деформації. На основі цих спостережень було встановлено, що в зонах випуклих деформацій відносні висоти терас суттєво збільшуються, що вказує на інтенсивніший вертикальний вріз та активні ерозійні процеси (яружність, зсуви). Водночас у ділянках із ввігнутими деформаціями спостерігається зменшення відносних висот терас, долина значно розширюється, а річка набуває більш вираженого меандрування.

Лебедєв (1957), проводив дослідження в Буковинських Карпатах, а саме великих приток Прута – Черемоша де виділив 8 терас та Сірету виділивши 4 тераси. Виявив закономірні зміни низьких терас Черемоша, пов'язуючи це з неотектонічними рухами. Порівняв тераси долини Сірету з терасами Черемошу через стару долину, визначивши, що основним кореляційним рівнем є рівень IV тераси Черемошу, що співпадає з днищем Багнинської долини. Друга надзаплавна тераса р. Сірет (10–12 м) відповідає цьому рівню,

а вищі тераси співвідносяться з високими терасами Черемошу: III тераса Сірету (20–99 м) відповідає VII терасі Черемошу (135–145 м), а IV тераса (60 м) – VIII терасі (160–185 м).

Фундаментальна праця П. Цися (1961) «Геоморфологія УРСР» детально описує історію розвитку рельєфу Українських Карпат. Особлива увага в ній приділяється кайнозойській епосі, що охоплює кілька важливих етапів розвитку гірської системи, кожен з яких характеризується низкою геоморфологічних процесів:

Верхньоолігоценовий-нижньоміоценовий етап. На цьому етапі відбувається підняття гірської системи Українських Карпат і починає формуватися гідромережа. Важливим процесом стає зародження перших річок, що з часом прорізали глибокі долини в межах гірських масивів.

Середньоміоценовий етап. У цей період передгірські райони починають накопичувати потужні товщі відкладів, що є результатом активної ерозії і переміщення матеріалу з гір. Зовнішні Карпати продовжують підніматися, що змінює рельєф і гідрографічну мережу регіону.

Нижньосарматський етап. Характеризується чергуванням епізодів послаблення і посилення тектонічного підняття Карпат. У цей час формується Полонинський пенеплен – згладжена поверхня, що виникає внаслідок тривалої ерозії та вирівнювання рельєфу.

Меотично-пліоценовий етап. У цей період Карпати зазнають інтенсивних процесів денудації, а також формування денудаційно-аккумулятивних рівнин. На рівнинах відбувається активне накопичення осадів, яке поступово вирівнює рельєф регіону.

Верхньопліоценовий етап. Відбувається активне підняття Полонинського пенеплену, внаслідок чого річки, зокрема верхів'я Пруту та його приток, вриваються глибше у гірські масиви. Паралельно із цим, підняття Поділля призводить до підпору річок, що стимулює процеси акумуляції. У цей час також виникає Станіславська улоговина, яка стає важливою частиною регіонального рельєфу.

Плейстоценовий етап. Цей період характеризується накопиченням морен, зокрема пов'язаних з четвертою і третьою терасами річки Прут, що вказує на їх вюрмський вік (останній льодовиковий період). Незважаючи на це, залишки рисського зледеніння (попереднього льодовикового періоду) погано збереглися. У долинах Передкарпаття чітко виділяються 4-9 терасових рівнів.

Післяльодовиковий етап. Після відступу льодовиків спостерігаються нерівномірні тектонічні підняття, що супроводжуються активним врізуванням річок у гірські масиви. Також фіксуються локальні деформації поздовжнього профілю другої тераси, що свідчить про триваючі геоморфологічні зміни.

Ці етапи відображають складний і багатогранний процес формування сучасного рельєфу Українських Карпат, де тектонічні процеси, ерозія та акумуляція відігравали вирішальну роль у створенні їх характерних рис.

П. Гожик (1962, 1965) на основі палеонтологічних та геолого-геоморфологічних досліджень встановив наступний геологічний вік терас Прута: I – пізньоплейстоценова (Q_3), II – середньо-пізньоплейстоценова (Q_{2-3}), III – середньоплейстоценова (Q_2), IV – ранньо-середньоплейстоценова (Q_{1-2}), V – ранньоплейстоценова (Q_1), VI – пліоцен-ранньоплейстоценова (N_3-Q_1), VII-VIII – верхньопліоценова (N_3), IX – середньо-верхньопліоценова (N_{2-3}). Верхній та низький рівні заплави відносить до голоцену.

У межах колишнього Новоселицького району, що окреслюється однойменною западиною, П. Гожик (1966) виділяє вісім терас із відносними висотами: 6-7 м, 12-15 м, 20-22 м, 30-35 м, 50-60 м, 80-90 м, 110-120 м та 140-150 м. Відмічає що перший рівень, висотою 6-7 м, не простежується вниз за течією і є характерним лише для Прикарпаття, що вказує на його локальний характер. Він, ймовірно, сформувався наприкінці верхнього плейстоцену в результаті підняття південно-західних схилів кристалічного щита та Передкарпатського прогину.

М. Веклич (1982) проаналізувавши субаеральні терасові нашарування долин карпатських річок, виокремлює 17 ерозійно-аккумулятивних рівнів у

пізньому кайнозої, які добре простежуються на Прут-Дністерському межиріччі.

Методика М. Веклича щодо виділення терас помітно відрізняється від підходів інших дослідників. Він доповнив існуючі методи визначення терасових рівнів і їхнього віку *палеопедологічним* аналізом і дослідженням субаеральних товщ, що дозволило йому зробити наступні висновки: тераси з незначними відмінностями у висоті можуть належати до різних вікових груп. Досліднику вдалося деталізувати деякі рівні, поділивши їх на кілька терас. Так, III надзаплавна тераса висотою 15–25 метрів, була розділена на III, IV і V тераси. Завдяки цьому дослідник створив більш детальну схему терас для річок Українських Карпат.

Проте для басейну Верхнього Пруту така схема поки що відсутня, оскільки немає достатньо репрезентативних даних, які б дозволили створити повноцінний опис та розрізи терасових систем цього регіону.

В. Клапчук (1994, 2006) продовжив дослідження М. Веклича визначивши основні морфометричні показники терас у гірській і передгірській частинах долини Верхнього Пруту, а також у його пра-долині, використовуючи чотири поперечники. На найближчому до міста Чернівці відрізьку між Саджавою та Коломиєю виділяють 12 терас. за такими відносними висотами: низька заплава – 1м, висока заплава – 1.5-2м, I – 4-6м, II – 8-9м, III – 12-14м, IV – 16-19м, V – 21-29м, VI – 30-38м, VII – 47.5м, VIII – 54-68м, IX – 76-87м, X – 92-95м, XI – 103м, XII – 110-128м.

Рельєфоутворюючі процеси та їх динаміка, детально описані Я. С. Кравчуком (1999), включають вивчення механізмів і факторів, що впливають на формування, розвиток та зміну рельєфу земної поверхні в часі та просторі.

Цінну інформацію про основні характеристики терас Верхнього Пруту було отримано під час робіт зі створення Державної геологічної карти України М1:200000 (Ващенко, та ін., 2003). Зокрема, визначено відносні висоти терасових поверхонь, алювіальних відкладів та цоколі терас на базі даних зі свердловин.

R. Malarz (2003) розглянув морфологію та властивості гравійних відкладів річки Прут на відрізку від Ворохти до Чернівців. Аналіз охоплює характеристики голоценових алювіальних відкладів, включаючи петрографічний склад, округлість та форму гравію. Було виявлено, що дрібнозернисті пісковики домінують у всіх досліджених фракціях (60–80%). Унікальною рисою є низький вміст кварцу (максимум 7%), що відрізняє гравій Пруту від інших карпатських річок. Також часто зустрічаються роговики.

Праця І. Бубняка (2006) присвячена вивченню тектоніки зони зчленування Східно-Європейської платформи та Українських Карпат. Де основна увага приділена геодинамічним процесам, які призвели до формування цієї складної геологічної області. У роботі розглядаються особливості тектонічного розвитку Передкарпатського прогину, його взаємодія з орогенними структурами Карпат, а також досліджуються процеси опускання фундаменту і формування осадових басейнів.

Дослідження базується на аналізі геолого-геофізичних даних, включаючи математичне моделювання вигину літосфери і оцінку напружень у земній корі. Автор пропонує модель розвитку зони зчленування, що враховує вплив тектонічних сил і процесів субдукції на формування сучасного рельєфу регіону.

Дисертація Д. Каднічанського (2008) присвячена вивченню поверхонь вирівнювання Українського Передкарпаття. У ній проаналізовано геоморфологічні процеси, що вплинули на формування рельєфу регіону, а також розглянуто питання віку, генезису і просторового розподілу цих поверхонь.

Автор розробив нову методику вивчення поверхонь вирівнювання, зокрема створив морфометричні карти та провів детальний морфогенетичний аналіз, що підтвердив існування двох основних поверхонь: рівня Красної (верхній пліоцен) і рівня Лосвої (еоплейстоцен).

Д. Каднічанський (2008) використовував результати попередніх досліджень та власні польові спостереження, щоб підтвердити гіпотези про

полігенетичний характер цих поверхонь. Дослідження виявили, що поверхні вирівнювання формувалися в різних структурно-літологічних зонах, що свідчить про складність і багатогранність геоморфологічних процесів у регіоні.

Я. Поп'юк (2021) зробила важливий внесок у палеогеографічні дослідження Західної України реконструювавши палеогеографічні умови формування низьких терас Середнього Дністра та Верхнього Прута на основі вивчення фауни молюсків.

Багато нових аспектів із проблем геоморфології, палеогеографії, тектоніки та стратиграфії пізнього кайнозою висвітлюються в працях: І. І. Чебаненка (1990), Ю. З. Крупського (2008), А. В. Полівцева (2011), А. В. Кендзери (2008), В. Р. Тимощука (2011), О. М. Гнилка (2011, 2012), М. Jasionowski (2012), А. Matoshko (2004, 2012, 2019, 2024).

1.2. Методи вивчення осадових відкладів

Серед основних принципів комплексної палеогеографічної та палеоландшафтної методики М. Веклич (1990, с.93) виділяє *еволюцію, актуалізм, історизм та принцип відображення*.

Актуалізм як метод вивчення минулого базується на принципі порівняльно-історичного підходу, вираженому формулою Ч. Лаєлля: "Сучасне є ключем до розуміння минулого" (Lyell, 1850).

Історизм передбачає огляд кожного етапу розвитку, як передумови для наступного, враховуючи конкретно-історичні умови, які визначали виникнення та розвиток цієї реальності, а також її зв'язків з іншими явищами, подіями чи об'єктами.

Принцип *відображення* є ключовим для пізнання минулого. Відображення – це процес взаємодії, за якого одні явища залишають "сліди" в інших. Це може бути у формі відбитку чи індикатора.

Значення цього принципу для палеогеографії полягає в тому, що відображення особливостей древніх природних явищ, зокрема палеоландшафтів, дозволяє реконструювати їхні риси, властивості та умови існування. Результати відображення, які збереглися до нашого часу, активно використовуються для реконструкції палеорельєфу, палеогідрології, палеоклімату та інших сторін давньої природи земної поверхні (Веклич, 1990, с.93).

Річкові долини, завдяки накопиченню осадових товщ у поєднанні з частими трансформаціями внаслідок змін клімату, тектоніки та гідрологічного режиму, є унікальними архівами природної історії. Комплексний аналіз їхніх відкладів дає змогу реконструювати не лише регіональні умови, а й глобальні зміни клімату.

Зазвичай річкові долини разом з терасовими комплексами перекриті осадовими товщами четвертинного віку, які формувалися в умовах постійних змін навколишнього середовища. Сюди можна віднести вплив розчленованого рельєфу, зміни клімату, неотектонічних рухів та коливань рівня Світового океану. Через розмаїтість таких відкладів для їх дослідження потрібен комплексний підхід із застосуванням польових, камеральних та лабораторних методів, які є складовими палеогеографічних, геоморфологічних, геологічних, стратиграфічних, палеонтологічних, кліматостратиграфічних та геохронологічних методів.

Серед *польових методів* використовувались наступні:

1. *Опис відслонень*. Важливий етап вивчення осадових відкладів у польових умовах. Відслонення — це місця, де породи природним шляхом або внаслідок людської діяльності оголені та доступні для дослідження. При їх вивченні описується текстура, структура, кольорова гамма, склад і шари порід, а також проводяться детальні виміри стратиграфічних розрізів. Це дозволяє визначити умови їх формування.

2. *Стратиграфічний розріз* - польове дослідження стратиграфії, де кожен шар осадових відкладів ретельно вимірюється, документується і

картографується. Це дає змогу вивчити послідовність відкладення осадів та оцінити зміни в умовах їхнього накопичення.

3. *Буріння свердловин.* У випадку, коли осадові відклади не представлені на поверхні або їх товщина є значною, застосовується метод буріння. З бурових свердловин отримується керн — стовпчик порід, який використовують для аналізу шаруватості, складу осадів і тектонічних рухів (рис. 1.2.).

Буріння здійснювалось установками двох типів УРБ-2.5А та УГБ-50М (рис. 1.3). Перший тип установки має більші переваги, адже дає можливість суцільного відбору керна з непорушеною структурою породи, завдяки задавлюванню інструмента без обертання та вийманню з інструменту за допомогою стисненого повітря. Для лесоподібних порід, або порід із слабкими структурними зв'язками використовується інструмент типу “грунтонос” де моноліт виймається вручну. Довжина інструменту дозволяє відбирати безперервні проби (моноліти) довжиною до 0,5м кожна (рис. 1.2).



Рис. 1.2 Керн з етикетками (з фотоархівів автора)

4. Документування, опис та відбір проб є важливими етапами інженерно-геологічних розвідок, адже вони забезпечують отримання точних даних для подальших лабораторних досліджень. На цьому етапі відбувається фіксація всіх необхідних параметрів ґрунтів і порід, які досліджуються.

Опис відкладів включає характеристику їхніх фізичних властивостей, таких як: щільність, пористість, вологість, гранулометричний склад та інші

параметри, які визначають їхню природу та поведінку в різних умовах. Важливе значення мають текстура (наприклад, зерниста, щільна, пухка), структура (шаруватість, тріщинуватість) та колір, що можуть свідчити про умови формування цих порід, зокрема про тип середовища осадонакопичення, а також постседиментаційні процеси, які відбувалися після їх утворення. Шаруватість, характер її розвитку та орієнтація також є важливими параметрами, оскільки вони дозволяють встановити напрямок потоків, умови осадонакопичення та можливі зони слабкості, що впливають на стійкість відкладів до зовнішніх впливів, таких як ерозія, зсуви або антропогенні навантаження.

Відбір проб для лабораторного аналізу проводиться ретельно, з урахуванням зон неоднорідності або специфічних особливостей відкладів, які можуть мати значення для подальших лабораторних досліджень.



Рис. 1.3 Бурова установка УРБ-2.5А (з фотоархівів автора)

Польові методи є основною складовою дослідження четвертинних осадів та корінних порід, оскільки вони надають перші та найважливіші дані для розуміння геологічної будови регіону. Завдяки польовим дослідженням можна не тільки зібрати зразки для подальших лабораторних досліджень, але

й отримати цінну інформацію безпосередньо на місці, що часто неможливо зробити в лабораторії. Ці методи дають змогу оцінити умови, за яких відбувалося накопичення осадів, а також вивчити рельєф, структуру шарів, розташування геологічних елементів та їх взаємодію з сучасними геоморфологічними умовами.

Серед *камеральних методів* широко застосовувались документальний метод, систематизації та класифікації даних.

Документальний метод є одним із підходів для дослідження, що передбачає аналіз, систематизацію та інтерпретацію документальних джерел, пов'язаних із геологічними розвідками.

Він базується на використанні вже наявної інформації, зафіксованої в різних формах (звіти, розрізи, бурові журнали, карти інженерно-геологічних розвідок).

Первинні дані, отримані з бурових журналів інженерно-геологічних розвідок, містять описи літологічних особливостей різних інженерно-геологічних елементів, таких як субаеральні та корінні породи.

Опис та класифікація цих порід здійснюються відповідно до стандарту ДСТУ Б В.2.1-2-96 (Державний комітет України у справах містобудування і архітектури, 1997), який встановлює чіткі критерії класифікації ґрунтів та порід. Відповідно до критеріїв у буровому журналі вказується наступні характеристики.

1. Для глинистих ґрунтів:

- номенклатурна (ДСТУ Б В.2.1-2-96, 1997) назва ґрунту (вид за пластичністю, консистенції, міцність, вміст органічних решток);
- літологічні особливості (пиловатість, мулистість, новоутворення, включення, їх склад і вміст за об'ємом у % та ін.);
- структурні особливості (грудкуватість, макропористість, стовбчаста окремість, тріщинуватість, ходи землерийів та ін.);
- наявність тонких (менше 10 см) прошарків, їх склад, частота;
- колір природно-вологого зразка;

- генетичний тип ґрунту.

2. Для піщаних ґрунтів:

- номенклатурна (ДСТУ Б В.2.1-2-96, 1997) назва ґрунту (вид за зерновим складом, ступінь вологості, щільність);
- літологічні особливості (глинистість, мулистість, новоутворення, включення, їх склад і вміст за об'ємом у % та ін.);
- мінералогічний склад;
- обкатаність часток (не обкатані, обкатані, напівобкатані);
- присутність тонких (менше 10 см) прошарків, їх склад, частота;
- колір природно-вологого зразка;
- генетичний тип ґрунту.

3. Для великоуламкових ґрунтів:

- номенклатурна (ДСТУ Б В.2.1-2-96, 1997) назва ґрунту (вид за зерновим складом, ступінь вологості, номенклатурна назва заповнювача, відносна кількість заповнювача (у % до об'єму));
- петрографічний склад великоуламкових часток (вивержені, метаморфічні або осадові породи);
- обкатаність великих фракцій (не обкатані, обкатані, напівобкатані);
- наявність тонких (менше 10 см) прошарків, їх склад, частота;
- колір природно-вологого зразка.
- генетичний тип ґрунту.

4. Для скельних (напівскельних) ґрунтів:

- петрографічна назва (вапняк, пісковик і т. п.);
- елювіальна зона (зони: щебню, великоглибова, тонких тріщин);
- вивітрілість: невивітрілі (залягають у вигляді суцільного масиву), слабо вивітрілі (залягають у вигляді не зміщених глиб), вивітрілі (залягають у вигляді скупчень уламків, що переходять в тріщинувату скелю), сильно вивітрілі (залягають у всьому масиві у вигляді окремих кусків);
- тріщинуватість (густота, орієнтація, розміри тріщин, характер заповнювача);

- петрографічний візуальний опис (структура, текстура, склад і співвідношення головних і другорядних мінералів, тип цементів та ін.).

Геологічні методи направлені на визначення походження і складу порід. У процесі встановлення генезису осадових відкладів використано фаціальний, літологічний та гранулометричний методи.

Літологічний метод є одним із ключових підходів у даному дослідженні, оскільки значну частину інформації становлять інженерно-геологічні вишукування, які здебільшого спрямовані на визначення фізико-механічних та деформаційних властивостей ґрунтів, проте для нашого аналізу важливими є також детальні дані про літологічні характеристики які вказуються в бурових журналах та згадані вище.

Особливістю четвертинних відкладів річкових долин є їхній змішаний склад, який обумовлений динамікою процесів вивітрювання, переміщення та нестабільними умовами акумуляції. Серед таких змішаних порід найпоширенішими є піщано-гравійні, гравійно-галечникові відклади, суглинки, супіски та грудкуваті глини.

Фаціальний метод застосовується для встановлення умов осадонакопичення шляхом аналізу різних типів фацій, які відображають характер середовища та їх формування. На досліджуваній території виділено наступні типи:

Техногенні фації притаманні всій досліджуваній території і є результатом тривалого історичного розвитку міста та передмість, його промислової, будівельної та інфраструктурної діяльності.

Зсувні фації формуються внаслідок зсувів, які є одним із найпоширеніших екзогенних геологічних процесів на даному відрізку долини р. Прут. Вони характеризуються специфічною структурою, текстурою та складом, що відображають динаміку та механізм переміщення ґрунтово-гірських мас.

Елювіальні фації (сучасні ґрунти) сформувалися в результаті тривалого впливу процесів вивітрювання. Характеризуються накопиченням продуктів

хімічного та механічного руйнування порід на місці їхнього залягання. Ці фації є показниками стабільних ландшафтів з малою динамікою седиментації.

Біогенні фації представлені відкладами, що утворилися внаслідок діяльності живих організмів, таких як рослинність, бактерії чи інші організми. Вони здебільшого представлені торфами, сапропелем чи іншими органічними накопиченнями, які свідчать про заболочені, або інші органогенні умови.

Лімнічні фації (старичні) формуються в зонах староріччя, де раніше протікала річка, але внаслідок зміни русла утворилися замкнені водойми. Характеризуються тонкошаруватими муловими, або глинистими товщами, які свідчать про спокійні умови осадо накопичення.

Алювіальні фації поширені майже по всій долині Прута: на низьких терасах представлені суцільним плащем, на середніх та високих збереглися фрагментами. Складені шаруватими пісками, супісками, гравієм та галечниками з домішками валунів та окремих конкрецій, або плит пісковика, що свідчать про високу динаміку осадоутворення.

Алювіально-делювіальні фації представляють собою перехідний тип осадів, утворений сумісною дією водних потоків (алювію) та схилових процесів (делювію). Характеризуються відкладами, що поступово переходять від грубозернистих до дрібнозернистих фракцій.

Еолово-делювіальні фації утворилися під впливом як вітру (еолові процеси), так і схилового переміщення матеріалу (делювій). Ці фації вказують на зміну кліматичних умов або коливання рівня вологи в досліджуваній місцевості.

Делювіальні фації утворюються в результаті переміщення продуктів вивітрювання схилами під впливом сили тяжіння та стоків поверхневих вод. Характерні для зон активного схилового осипання та розмивання.

Елювіальні фації (кори вивітрювання) відображають накопичення продуктів хімічного розкладу гірських порід у верхніх шарах земної кори. Свідчать про тривалі періоди стабільних умов та відсутність значного перенесення матеріалу.

Корінні фації (N_1) представлені породами, що не зазнали значного переміщення з моменту їхнього утворення. Зазвичай включають породи неогенового віку, які можуть свідчити про давні умови осадоутворення та геологічної еволюції території.

Для більш детального аналізу фаціальної будови території та визначення умов формування окремих типів фацій був застосований *метод комплексного аналізу інженерно-геологічної інформації*. Дані, отримані за допомогою інженерно-геологічних свердловин, дозволили виявити закономірності в розподілі різних фацій, таких як техногенні, алювіальні, делювіальні, елювіальні. Це стало базою для моделювання процесів осадонакопичення та змін рельєфу в долині р. Прут. Інтеграція цих даних у ГІС-систему забезпечила можливість візуалізації змін фацій, а також дозволила оцінити вплив природних і антропогенних факторів на сучасний стан геологічного середовища.

Кожна з цих фацій є важливим індикатором історії розвитку території, її ландшафтної та гідрологічної динаміки, а також змін кліматичних умов у минулому. Аналіз таких фацій дозволяє реконструювати як локальні, так і регіональні палеогеографічні умови.

Гранулометричний метод полягає у розподілі осадових порід на фракції різної крупності та визначенні їх співвідношення в загальному об'ємі зразка. Існує багато способів такого поділу. Для товщ, які складені з пісків та гравію використовують ситовий аналіз, під час якого породи просіюють через сита з різними розмірами отворів. Пілуваті відклади поділяють на фракції, осаджуючи їх у воді. Отримані дані дозволяють оцінити відстань, на яку був перенесений матеріал, а також використовуються для характеристики фізичних і механічних властивостей ґрунтів.

Великі за розмірами уламки, такі як галька (1-10 см) і валуни (>10 см), вивчаються *валунним методом*, який базується на визначенні їх петрографічних особливостей. Зазвичай галечниково-валунні породи властиві для льодовикових, пролювіальних (селевих), колювіальних, алювію гірських

рік. Завдяки їх вивченню можна встановити напрямок руху та особливості осадонакопичення (Паранько, 2008).

Геоморфологічні методи вивчають форми рельєфу та процеси, пов'язані з їх формуванням. Геоморфологія є фундаментальною галуззю в дослідженнях кватеру, адже процеси, що відбуваються протягом цього періоду, здебільшого отримують відображення у рельєфі. Особливо це стосується процесів, які діяли під час останнього льодовикового циклу пізнього плейстоцену. Традиційно поділ четвертинних відкладів на основі геоморфологічних критеріїв виконувався морфостратиграфією, тоді як поділ четвертинних відкладів на основі літологічних критеріїв визначався літостратиграфією (Hughes et al., 2005; Hughes, 2007; Hughes, 2010).

Враховуючи, що геоморфологія вивчає форми рельєфу, так і пов'язані з ними осадові товщі, морфостратиграфія та літостратиграфія часто застосовуються разом у четвертинній стратиграфії та утворюють основу для геоморфологічних підходів. Однак існують також альтернативні підходи, і багато робіт просто описують свій підхід як «геоморфологію» та поділяють послідовності осадових товщ довільно, використовуючи спеціальні схеми без посилання на формальні стратиграфічні принципи. Альтернативним формальним підходом є алостратиграфія, яка визначає та ідентифікує стратиграфічні одиниці за їх обмежуючими перервами (NACSN, 1983, pp. 865–867). Основні одиниці такі ж, як для літостратиграфії, але з префіксом allo-.

1.3. Методи датування заплавних і терасових елементів річкових долин

Датування вироблених форм рельєфу заплавних і терасових елементів у річкових долинах має вирішальне значення для розуміння процесів седиментації, палеоекологічних умов і еволюції ландшафту. Найчастіше для комплексного датування терасових і заплавних елементів використовують комбінацію кількох методів, таких як радіовуглецевий аналіз, термолюмінесцентні методи та палеомагнітне датування. Це дозволяє

отримати більш точну хронологію формування річкових долин і відновити їх еволюцію в часі. У дослідженні використано низку методів відносної та абсолютної геохронології.

Методи визначення відносного віку осадових товщ, які використовуються в історичній геології, можна розділити на дві групи: палеонтологічні та непалеонтологічні.

Непалеонтологічні методи застосовують у випадках, коли в осадових товщах відсутні органічні рештки. Одним із таких методів є стратиграфічний. Він базується на законі послідовності нашарувань, згідно з яким найглибші шари формуються першими. Перехресне датування об'єктів, порівняння геологічних шарів між різними ділянками та встановлення відносного віку таким чином досі є важливими підходами.

Терасовані флювіальні долини річок представляють собою класичний приклад широкого застосування стратиграфії. Вік поверхні тераси зазвичай зменшується із меншою висотою над врізом річки. Це пояснюється тим, що фази флювіальної акумуляції, перервані фазами врізання, часто призводять до ступінчастого профілю в долинних річкових відкладах і терасової морфології. Хоча відносна висота поверхонь терас відображає відносний вік цих поверхонь, вона приховує складність внутрішньої структури терасових блоків. Таким чином, ґрунтуючись лише на формі поверхні, можна зробити висновок лише про спрощену історію флювіальної діяльності. Тому даний метод потрібно використовувати в комплексі з геологічними та палеопедологічними методами.

Палеопедологічний метод базується на вивченні похованих ґрунтів та допомагає реконструювати кліматичні періоди. Такі ґрунти важливі для порівняння шарів на великій відстані. Завдяки цьому можна дізнатися, який був клімат і природні умови, коли ці ґрунти утворилися.

Цей підхід передбачає використання ґрунтових хроно-рядів, тобто ряду ґрунтів, що сформувалися в межах певного регіону, в якому всі фактори

грунтоутворення, крім часу (клімат, корінні породи, рослинний покрив тощо), є більш-менш постійними (Huggett, 1998).

Ґрунти формуються під впливом фізичних, хімічних і біологічних процесів, які відбуваються на поверхні Землі. Однак, якщо ґрунт перекривають молодші товщі, сучасні процеси ґрунтоутворення на нього більше не впливають, і він перетворюється на *викопний ґрунт*. Такі ґрунти часто трапляються в четвертинних розрізах.

Основними факторами ґрунтоутворення є клімат і рослинність. Оскільки ці фактори часто характерні для великих географічних регіонів із подібним рельєфом і корінним матеріалом, ґрунти, що формуються за однакових кліматичних умов і рослинного покриву (зональні ґрунти), матимуть схожі властивості.

У межах одного кліматичного регіону палеоґрунти, які утворилися в різних місцях під час одного кліматичного періоду, будуть не лише однакового віку, але й подібні за своїми характеристиками. Такі палеоґрунти утворюють часові площини або маркерні горизонти в стратиграфічних послідовностях. Вони слугують важливими орієнтирами для визначення відносного віку відкладів (Walker, 2005).

Дослідження давніх ґрунтових товщ проводяться у польових, камеральних та лабораторних умовах. Серед основних напрямків виділяються:

- вивчення процесів і факторів формування давніх ґрунтових товщ за допомогою методів, які застосовуються до гірських порід. Це включає геологічні, геохронологічні, палеогеографічні, фізичні та інші підходи;
- дослідження викопних ґрунтових утворень, зокрема самих ґрунтів, використовуючи методики, схожі до тих, що застосовуються для сучасних ґрунтів: морфологічні, фізико-хімічні тощо;
- реконструкція первісного вигляду та властивостей давніх ґрунтів і ґрунтового покриву. Тут використовуються аналіз викопних ґрунтових утворень та дослідження факторів і індикаторів давнього ґрунтоутворення.

Палеонтологічний (біостратиграфічний) метод вивчення давніх організмів (фосиліїв) застосовують у комплексі палеогеографічних і палеоландшафтних досліджень. Давні організми відіграють дві основні ролі: по-перше, вони є невід'ємною частиною давньої природи земної поверхні, носіями життя, які є головною внутрішньою рушійною силою розвитку палеогеографічної оболонки; по-друге, вони виступають індикаторами умов свого проживання, надаючи цінну інформацію про інші аспекти давньої природи.

Цінність цих відомостей залежить від віку досліджуваного етапу: чим далі в минуле віддаляється досліджуваний період, тим менш достовірними стають давні організми, як індикатори палеоландшафтних умов.

Палеонтологічний метод заснований на двох важливих принципах:

- принцип палеонтологічної послідовності, сформульований Жиро Сулаві та Вільямом Смітом. Його суть полягає у тому, що давні флора та фауна змінювалися у певній послідовності, яку можна простежити;
- принцип біостратиграфічного поділу і співставлення, розроблений і вперше використаний, на початку XIX століття, Вільямом Смітом. Згідно з яким осадові породи можна визначати та співставляти, аналізуючи комплекси викопних органічних залишків, які в них містяться.

Цей підхід є незамінним для встановлення віку порід і дослідження геологічної історії. Фосилії можна досліджувати з різних точок зору, але для стратиграфії головними є два етапи біостратиграфічного аналізу.

На першому етапі, що проходить у польових умовах, визначають місцезнаходження викопних решток та ретельно описують їхнє розташування.

Другий, камеральний етап, передбачає детальний морфологічний аналіз знайдених залишків і визначення їх видової приналежності за допомогою методів порівняння. Також досліджується розподіл визначених родів і видів у шарах осадових порід.

Підґрунтям для біостратиграфічних досліджень є інформація про вертикальний і горизонтальний розподіл викопних решток у геологічних

розрізах. Комплекси фосилій відображають склад стародавніх біоценозів, який залежить від рівня еволюційного розвитку організмів, їхніх екологічних взаємодій, впливу зовнішнього середовища та умов, за яких відбулося поховання та їх збереження (Лещух & Іваніна, 2002, с.42-43).

В четвертинних товщах долин Прута та сусідніх річок відомо безліч знахідок давньої фауни мамонтів, дрібних ссавців та молюсків (Рідуш, & Николин, 2014; Рідуш, Поп'юк, Понич, & Шавранський, 2021; Поп'юк, Рідуш, & Шавранський, 2021). Вони виступають яскравими індикаторами та використовуються в *палеозоологічних* методах.

Фізичні методи. Більшість стратиграфічних шкал при виділенні та класифікації стратотипів верхнього кайнозою побудована на основі палеомагнітних даних.

Палеомагнетизм вивчає магнітні властивості гірських порід з метою реконструкції давніх магнітних полів Землі. Він ґрунтується на аналізі залишкового магнетизму мінералів, які фіксують орієнтацію магнітного поля під час свого утворення.

Основним об'єктом палеомагнітних досліджень є вектори природної залишкової намагніченості гірських порід, які використовуються для визначення палеомагнітних підрозділів і встановлення їх меж.

Магніостратиграфія, у свою чергу, застосовує власний метод, що базується на концепції планетарного розвитку головного магнітного поля як складової частини загальної еволюції Землі (Бахмутов, 2007).

Часові інтервали змін магнітного поля коливаються від десятиліть до мільярдів років. Відповідно, часові масштаби потенційних геохронологічних застосувань палеомагнетизму варіюються від детального датування в межах четвертинного періоду до грубих оцінок віку намагніченості докембрійських порід. Зміни напрямку геомагнітного поля внаслідок вікової варіації успішно використали для датування четвертинних відкладів та археологічних артефактів. Оскільки закономірності вікових змін є специфічними для субконтинентальних регіонів, ці геохронологічні програми четвертинного

періоду вимагають початкового визначення моделі вікових змін у досліджуваному регіоні. Після встановлення та калібрування за абсолютним віком цієї регіональної моделі коливань схилення та нахилу можна зіставити моделі інших четвертинних відкладів із каліброваною схемою для датування цих товщ. Метод був розроблений і застосований у Західній Європі, Північній Америці та Австралії (Creer et al., 1983; Thompson, & Oldfield, 1986).

Розробка сучасної часової шкали геомагнітної полярності розпочалася у 1960-х роках завдяки досягненням у галузі калій-аргонового (K-Ar) датування магматичних порід періоду пліоцену-плейстоцену. Було встановлено, що магматичні породи одного віку, зібрані з віддалених регіонів, мають однакову полярність. Збір даних про вік і магнітну полярність все більшої кількості магматичних порід в другій половині XX ст. дозволив створити перші часові шкали геомагнітної полярності для періоду від 0 до 5 мільйонів років.

Першу схему розчленування та кореляції лесової товщі України запропонував В. Крокос (1926, 1927), виділивши п'ять горизонтів лесів: бузький, удайський, дніпровський, тилігульський і сульський. Горизонти розділялися похованими ґрунтами: удайсько-бузьким, дніпровсько-удайським, тилігульсько-дніпровським і сульсько-тилігульським. Ця схема стала першою в Європі спробою систематизації лесової формації і швидко знайшла застосування в геологічних дослідженнях на території України.

У 1984 році була завершена розробка Регіональної стратиграфічної схеми четвертинних відкладів України (Веклич та ін., 1984). Цю схему затвердив Міжвідомчий стратиграфічний комітет СРСР як регіональну частину загальної стратиграфічної схеми Європейської частини СРСР.

У 1987 році М. Веклич (1987) у своїй роботі уточнив вікові межі стратиграфічних горизонтів, визначених у попередній схемі (Веклич та ін., 1984), зіставив їх із ізотопно-кисневими стадіями та детально розробив палеокліматичні реконструкції для території України (табл.1.1).

Таблиця 1.1

Зведена стратиграфічна схема четвертинних відкладів України
(Веклич та ін., 1984; Матвіїшина та ін., 2010)

Система	Розділ	Ланка	Горизонт і його характеристика	Вік підшви, тис. років
ЧЕТВЕРТИННА	НЕОПЛЕЙСТОЦЕН	Голоценовий (сучасний) ґрунт (Н)		
		Верхня	Причорноморський лес (pc)	21
			Дофінівський ґрунт (df)	50
			Бузький лес (bg)	75
			Витачівський ґрунт (vt)	90
			Удайський лес (ud)	100
			Прилуцький ґрунт (pl)	130
		Середня	Тясмінський лес (ts)	170
			Кайдацький ґрунт (kd)	240
			Дніпровський лес (dn)	290
			Потягайлівський ґрунт (pt)	-
			Орельський лес (or)	-
			Завадівський ґрунт (zv)	420
		Нижня	Тилігульський лес (tl)	480
			Лубенський ґрунт (lb)	640
			Сульський лес (sl)	730
			Мартоносський ґрунт (mr)	920
	ЕОПЛЕЙСТОЦЕН	Верхня	Приазовський лес (pr)	1000
			Широкінський ґрунт (sh)	1290
			Іллічівський лес (il)	1400
		Нижня	Крижанівський ґрунт (kr)	1610
			Березанський ґрунт (bz)	1900

Найближче до Передкарпаття, палеомагнітними методами досліджувалися печерні відклади Подільсько-Буковинської карстової області. (Бондар та ін., 2010; Bondar & Ridush, 2015).

Серед методів визначення абсолютного віку пізньокайнозойських порід часто використовують радіовуглецевий, калій-аргоновий, термолюмінесцентний та спорово-пилковий (палінологічний) аналіз.

Радіоактивність як фізичне явище лежить в основі хронометричних досліджень у геології та археології. Її точність визначається виключно властивостями атомних ядер і не залежить від таких параметрів середовища, як температура, тиск або хімічний склад (Walker, 2005).

Радіовуглецевий метод для отримання дати використовує аналіз вуглецю (^{14}C), який утворюється у верхніх шарах атмосфери в результаті взаємодії нейтронів, створених космічними променями, з атомами азоту. Цей ізотоп нестабільний і має фізичний період напіврозпаду 5730 ± 40 років. Після утворення радіовуглець швидко окислюється до вуглекислого газу (CO_2), який поширюється в атмосфері та проникає в харчовий ланцюг через процес фотосинтезу. Завдяки цьому рівень ^{14}C у живих рослинах і тваринах, які їх споживають, підтримується на рівні сучасної атмосфери. Після смерті організм припиняє поглинати радіовуглець, і його вміст поступово зменшується через природний розпад. Визначення часу, що минув після смерті, можливе шляхом вимірювання залишкової частки ^{14}C у матеріалі та її порівняння з сучасним стандартом.

Радіовуглецевий метод дозволяє датувати будь-який органічний матеріал, що колись був живим (наприклад, кістки, насіння, деревину, мушлі), а також деякі матеріали, які поглинають вуглець під час свого утворення (наприклад, вапняковий розчин чи сталь). Докладніше про принципи радіовуглецевого датування та цикл вуглецю можна дізнатися з праць Bowman (1990) або Walker (2005).

Калій-аргоновий метод — це радіоізотопний метод датування, який використовується для визначення віку калієвмісних мінералів, таких як слюди, амфіболи та глауконіт. Основою методу є розпад радіоактивного ізотопу калію-40 (^{40}K) на аргон-40 (^{40}Ar), що дозволяє оцінити вік порід, які містять калій. Вік визначається за співвідношенням $\text{Ar}/\text{KAr}/\text{K}$: чим більше це співвідношення, тим старший об'єкт (Байрак, 2018, ст.86).

Термолюмінесцентний метод (TL) — це фізичний метод датування, який базується на вимірюванні світла, що випромінюється матеріалом при

нагріванні. Цей метод використовує здатність певних мінералів, таких як глина та кварц, накопичувати енергію іонізуючого випромінювання (від природних радіонуклідів або космічних променів) протягом тривалого часу. Коли зразок нагрівається, накопичена енергія вивільняється у вигляді світла, що дозволяє визначити час, що минув з моменту останнього нагрівання або опромінення зразка (Прилипко, & Альперт, 2003).

Спорово-пилковий аналіз – це метод, що використовується для вивчення палеоекологічних умов і визначення віку осадових відкладів на основі вивчення спорового та пилкового матеріалу. Цей метод дозволяє реконструювати давні екосистеми, кліматичні умови та зміни рослинності в різні геологічні епохи. Спори і пилок рослин є стійкими до розпаду і можуть зберігатися в осадових шарах протягом тисячоліть.

Метод комплексного аналізу інженерно-геологічної інформації належить до камеральних методів, які передбачають обробку, аналіз та узагальнення наявних даних без проведення нових польових або лабораторних досліджень. У цьому випадку даний метод базується на використанні неопублічних інженерно-геологічних матеріалів, що зберігаються в архівах Чернівецького відділу ТОВ «Геотехнічний інститут». Ці архівні дані охоплюють інформацію, накопичену з другої половини XX століття, і є цінним джерелом для реконструкції геологічного середовища регіону.

Щоб отримати детальну інформацію про товщі пізньокайнозойських відкладів у долині річки Прут, було підготовлено вибірку репрезентативних даних з інженерно-геологічних свердловин, розташованих у передмісті та місті Чернівці. Вибірка охоплює 3500 свердловин із зазначенням їхнього місця розташування, абсолютних відміток устя, інтервалів залягання ґрунтів, літологічного складу, рівня підземних вод, а також якісних і фізико-механічних властивостей ґрунтів.

Для упорядкування, аналізу та систематизації цієї інформації було створено базу даних із використанням геоінформаційної системи з відкритим кодом «QGIS». Такий підхід дозволив інтегрувати різноманітні дані, відобразити

їх у вигляді просторових шарів і забезпечити зручний доступ до аналізу та його результатів (рис.1.4).

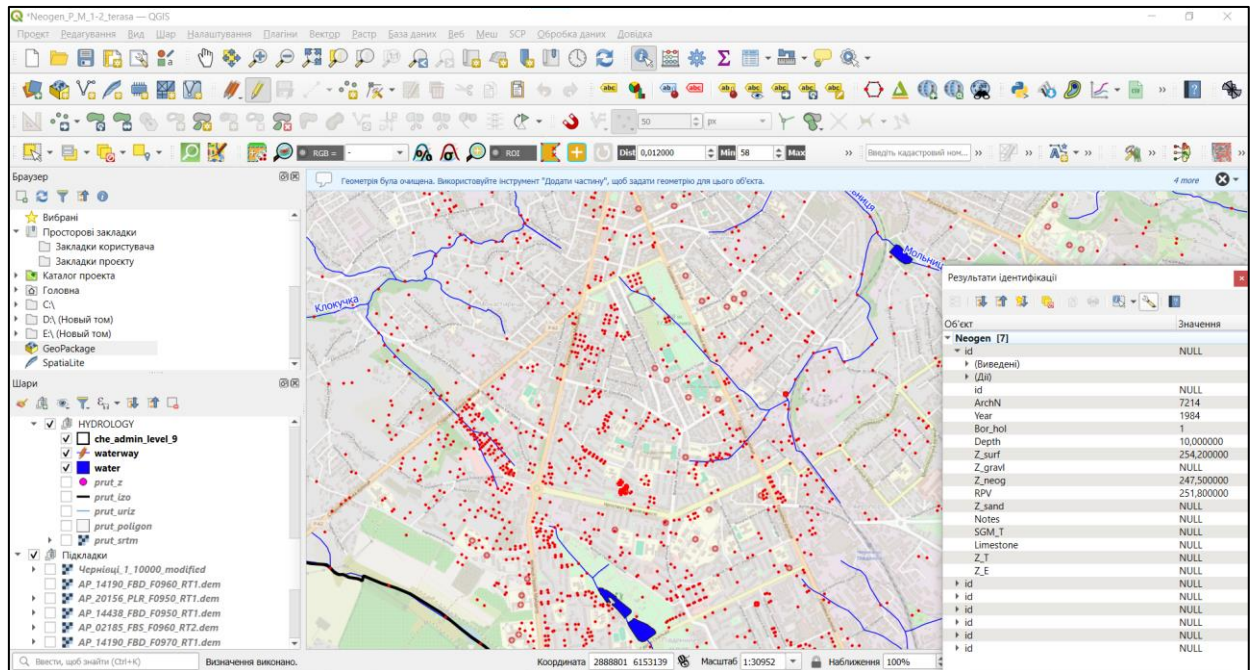


Рис.1.4 Фрагмент бази даних інженерно-геологічних розвідок (червоні крапки – свердловини).

ГІС «QGIS» є потужною геоінформаційною системою, що дозволяє працювати з великим масивом просторових даних, виконувати різноманітні аналізи та моделювання. Завдяки додатковим модулям і плагінам, QGIS здатен вирішувати складні завдання в галузі геології, геоморфології та палеогеографії. Для реконструкції поверхні корінних порід, в нашому випадку неогенових глин, використовуються дані польових спостережень, свердловин, або існуючих карт. За допомогою вбудованих інструментів QGIS, таких як модуль "Interpolation", можна створити цифрову модель поверхні корінних порід. Інтерполяція виконується на основі точкових даних висот або глибин корінних порід, а створені моделі можна відобразити у вигляді 3D-поверхонь або ізоліній, що дозволяє оцінити структуру та рельєф корінних порід.

Для побудови ізоліній потужності алювіальних відкладів днища долини р. Прут використовуються дані про товщину алювіальних відкладів, а також топографічна карта території для кореляції даних.

Модуль "Contour" дозволяє створювати ізолінії на основі цифрових моделей поверхні (DEM) або заданих шарів із значеннями товщини алювіальних відкладів.

Плагін "Raster calculator" може використовуватись для створення карт потужності відкладів, а побудова карт ізоліній дозволяє візуалізувати просторовий розподіл потужності алювіальних відкладів, що дає змогу оцінити процеси осадонагромадження в долині річки.

Додаткові модулі, такі як GRASS GIS, SAGA GIS, 3D Viewer та QGIS Processing Toolbox, розширюють можливості QGIS у моделюванні поверхонь, аналізі гідрологічних процесів та створенні цифрових моделей палеорельєфу. Результати такого аналізу можуть бути використані для геологічних досліджень, визначення морфології корінних порід і алювіальних відкладів, вивчення історії формування долини р. Прут, планування будівництва в зонах із нестабільними алювіальними відкладами, оцінки ризиків зсувів та підтоплень, а також для екологічного моніторингу, що включає аналіз змін товщини алювіальних відкладів через вплив техногенної діяльності та оцінку екологічного стану русла і долини річки. Таким чином, QGIS у поєднанні з додатковими модулями є ефективним інструментом для геологічного аналізу, що дозволяє отримати цінні дані для реконструкції геологічних процесів, побудови тематичних карт та прийняття обґрунтованих рішень у геологічних та екологічних дослідженнях.

Цифрові моделі відносного рельєфу (ЦМВР) є ефективним інструментом для вивчення міграції річок у минулому, оскільки вони чітко відображають такі річкові елементи, як відокремлені меандри, бари, тераси, уступи, конуси виносу та стариці. Ці дані корисні для досліджень змін русел, аналізу еволюції рельєфу, виділення терасових рівнів, а також для оцінки інженерних ризиків і середовищ проживання.

Для виділення терасових рівнів долини річки Прут використовувалися дані цифрової моделі рельєфу (ЦМР) Sentinel-2 із просторовою роздільною здатністю 30 м, а також середні висоти терас, визначені М. Ф. Векличем (1982).

Для аналізу застосовували геоінформаційну платформу QGIS. Процес побудови цифрової моделі відносного рельєфу (ЦМВР) включав кілька етапів, які забезпечили точність результатів і ефективність роботи з просторовими даними (Olson et al., 2014).

Алгоритм побудови ЦМВР виконувався в такій послідовності:

1. Побудова центральної лінії русла:

За допомогою шейп-файлу (shapefile) із лінійним типом геометрії було створено центральну лінію річкового русла, яка слугує базовою віссю для аналізу рельєфу долини.

2. Розбивка центральної лінії на точки:

Лінію русла було розбито на рівновіддалені точки з інтервалом у 100 м за допомогою плагіна “QChainage”. Цей крок дозволив забезпечити рівномірну вибірку даних уздовж русла.

3. Присвоєння значень абсолютної висоти точкам:

Кожній точці було надано значення абсолютної висоти, отримане з ЦМР. Це здійснювалося за допомогою плагіна “Point Sampling Tool”, який дозволяє інтегрувати висоти з цифрової моделі рельєфу до точкових об'єктів.

4. Інтерполяція висот методом зворотного зважування відстаней (IDW):

Для отримання безперервного шару висот виконувалася інтерполяція точок методом IDW (Inverse Distance Weighting) із піксельним розміром 10 м для обох полів. Цей підхід забезпечує високу точність і швидкість обчислень при створенні растру.

5. Перепроєктування растру:

Після створення попереднього растру було виконано перепроєктування для зміни розміру пікселя до 1 м, що дозволило отримати більш деталізовану модель.

6. Розрахунок цифрової моделі відносного рельєфу:

Застосовуючи інструмент "Калькулятор растрів", від значень висот ЦМР було віднято значення висот, отримані на попередньому етапі. У результаті було створено цифрову модель відносного рельєфу (ЦМВР), де

значення "0" відповідає рівню річища, а всі інші значення характеризують висоти над його рівнем.

Використання даного підходу дозволило створити точну цифрову модель, яка слугує основою для виділення та аналізу терасових рівнів долини річки Прут. Завдяки геоінформаційній платформі QGIS, відкритим даним ЦМР Sentinel-2 і сучасним методам просторового аналізу вдалося досягти високої деталізації та інтегрувати різноманітні дані в єдину систему.

Наведені терасові рівні виділено відповідно до інтервалів, запропонованих Векличем. Під терасовими рівнями ми розуміємо широкі ділянки в межах зазначених інтервалів уздовж річки Прут. Однак під час аналізу та растрування цих інтервалів до досліджуваної території можуть потрапляти долини приток, а також глибоко врізані яри. Враховуючи їхню морфологічну та генетичну відмінність від річкових терас, ми не включаємо їх до складу терасових рівнів.

Робота з ГІС «QGIS» дозволила перейти від статичного збору інформації до динамічного просторового аналізу території дослідження. Створені цифрові моделі рельєфу та шарів четвертинних відкладів забезпечують наочне відображення структури долини р. Прут, що дозволяє краще зрозуміти процеси її формування. Подальша робота з отриманими моделями дозволила виділити ключові елементи рельєфу: терасові рівні, стариці та конуси виносу, що відображають історію міграції русла річки. Отримані результати можна використовувати в різних сферах таких як, наукові дослідження, забудова територій, моніторинг та охорона навколишнього середовища тощо. Таким чином робота з геоінформаційними системами дозволила не лише структурувати отримані дані, а й виявити закономірність у формуванні геологічного середовища регіону.

Висновки до розділу 1

1. Річки Передкарпаття формуються в унікальних умовах, які визначаються складною взаємодією тектонічних процесів, кліматичних змін та геологічної будови регіону. Дослідження річкових долин, зокрема Пруту, мають багатолітню історію, охоплюючи різноманітні аспекти, включно з геоморфологією, гідрологією та тектонікою.

2. К. Пауль і Е. Тітце першими описали стратиграфічні особливості долини верхнього Пруту, вказавши на сліди давніх льодовиків і зміни стоку. М. Ломницький ґрунтовно вивчив долину Пруту від Делятина до Чорногори, виділивши особливості лесових відкладів низьких терас. Подальші роботи Г. Гансьоровського, С. Павловського та Г. Тейссейра деталізували знання про сліди зледеніння, гляціальні форми рельєфу та розвиток терасових систем.

3. Важливу увагу було приділено зв'язку між тектонічними рухами та формуванням долин. Г. Тейссейр вперше описав палеогеографічні особливості Прут-Бистрицького межиріччя, зокрема зміну русел річок. Е. де Мартон і К. Братеску дослідили вплив тектонічних розломів, таких як Чернівецький розлом, на розвиток терас і гідрологічний режим Пруту. Братеску також увів поняття «Чернівецькі ворота» для позначення специфічної геологічної структури, яка вплинула на формування регіонального рельєфу.

4. Дослідники, зокрема С. Рудницький і П. Цись, підкреслювали вплив льодовиків на розвиток рельєфу Передкарпаття. Було встановлено, що процеси ерозії та акумуляції, пов'язані з льодовиковими і міжльодовиковими періодами, визначили будову терасових рівнів річок. Б. Іванов (1956) і Геренчук детально проаналізували зв'язок між висотами терас, кліматичними умовами та вертикальними рухами земної кори.

5. Дослідження палеогеографічних і стратиграфічних умов дозволили виділити декілька основних етапів формування річкових долин. Від верхньоолігоценового до плейстоценового періоду Карпати зазнавали інтенсивних піднять і ерозійних процесів, що формували сучасний рельєф.

Терасові рівні, виділені П. Гожиком і М. Кожуріною, відображають ключові зміни в гідрологічному режимі річок протягом кайнозою і четвертинного періоду.

6. Для аналізу осадових відкладів у рамках палеогеографічного підходу використовують принципи еволюції, актуалізму, історизму та відображення. Принцип актуалізму дозволяє досліджувати минуле через аналогії із сучасністю. Історизм забезпечує розуміння розвитку явищ як взаємопов'язаних етапів. Принцип відображення базується на аналізі "слідів", залишених природними процесами, для реконструкції палеорельєфу, палеогідрології та палеоклімату.

7. Річкові долини, особливо перекриті четвертинними відкладами, є об'єктом комплексного вивчення через постійні зміни навколишнього середовища. Для цього застосовуються польові, камеральні та лабораторні методи, що охоплюють палеогеографічні, геологічні, стратиграфічні та інші підходи.

8. Систематизація даних із бурових журналів забезпечує класифікацію осадових порід, зокрема глинистих, піщаних, великоуламкових та скельних, на основі їх фізичних, хімічних і структурних характеристик. Документальний аналіз дозволяє інтегрувати наявну інформацію для реконструкції палеорельєфу. Фаціальний, літологічний і гранулометричний аналізи застосовуються для вивчення умов осадонакопичення. Фаціальний метод виділяє техногенні, зсувні, біогенні, алювіальні та інші фації, які відображають умови формування осадів. Літологічний метод досліджує склад і фізико-механічні властивості осадів, зокрема піщано-гравійних і гравійно-галечникових відкладів. Гранулометричний аналіз визначає крупність фракцій, що дає змогу оцінити умови транспортування та седиментації матеріалу.

9. Аналіз даних із 3500 інженерно-геологічних свердловин, розташованих у передмісті та місті Чернівці, дозволив отримати детальну характеристику пізньокайнозойських відкладів у долині річки Прут.

Дослідження охоплює різноманітні параметри, включаючи абсолютні відмітки устя свердловин, глибину залягання ґрунтів, їхній літологічний склад, рівень підземних вод, а також фізико-механічні властивості ґрунтів.

10. При інтерпретації матеріалів інженерно-геологічних розвідувань можна достовірно визначити покрівлю корінних порід та їх кору вивітрювання, русловий алювій (гравійно-галечниковий, піщаний), добре виражені горизонти похованих ґрунтів.

11. Датування заплавних і терасових елементів у річкових долинах має ключове значення для розуміння палеоекологічних умов, процесів седиментації та еволюції ландшафту. Воно дозволяє встановлювати хронологічні межі формування геологічних шарів і реконструювати природні умови минулого.

12. Робота з ГІС QGIS дала змогу здійснити комплексний просторовий аналіз території дослідження, що значно покращило розуміння геоморфологічних процесів у долині р. Прут. Створення цифрових моделей рельєфу та шарів четвертинних відкладів дозволило візуалізувати структуру долини та виділити ключові елементи рельєфу, такі як терасові рівні, стариці та конуси виносу, що є важливими свідченнями міграції русла річки.

13. Поєднання сучасних ГІС-технологій із традиційними методами забезпечує комплексний підхід до вивчення геологічних процесів, має важливе практичне значення для прогнозування ризиків, планування будівництва та збереження природного середовища.

РОЗДІЛ 2. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ДОСЛІДЖУВАНОЇ ТЕРИТОРІЇ

Формування долини річки Прут зумовлене комплексом геологічних чинників, які визначають її морфологію, геологічну будову та динамічні процеси, що тривають до сьогодні. До основних чинників можна віднести особливості будови земної кори, літологічний склад гірських порід, тектонічні рухи, а також вплив екзогенних процесів, таких як ерозія, акумуляція та руслові зміни.

2.1. Тектонічна будова

Досліджувана територія є частиною субширотного Буковинського підняття, яке в тектонічному відношенні розташоване в зоні зчленування Карпатської складчастої структури з Волино-Подільською плитою (ВПП), яка виділяється як самостійна окраїнна структура Східноєвропейської платформи (Ващенко та ін., 2003).

У зоні переходу до Українських Карпат розташований Передкарпатський прогин, який поділяють на дві частини: внутрішню і зовнішню (Більче-Волицьку) зони.

Фундамент Східно-Європейської платформи складається з метаморфізованих осадових, вулканічних та інтрузивних порід, сформованих у архейський та ранній протерозойський періоди. Вище фундаменту лежить осадовий чохол, який не зазнав значних деформацій і складається з порід пізнього протерозою, палеозою вище яких із стратиграфічною неузгодженістю розташована товща мезозойських і кайнозойських відкладів.

Фундамент платформи поступово опускається під осадовий чохол і Карпатську геосинкліналь, утворюючи схил (монокліналь). Прогинання південно-західної окраїни в мезозої та кайнозої було безпосередньо пов'язане з активними процесами Карпатського орогенезу.

На монокліналі також присутні куполоподібні структури (брахіантикліналі), які сформувались підчас пізньокаледонського орогенезу. З

даним орогенезом також пов'язане утворення вузького Боянецького прогину (Круглов та ін., 2007).

При переході від платформи до геосинкліналі та улоговини сформувалася система уступів, яка ускладнює загальний моноклінальний нахил порід Волино-Подільської плити.

Зовнішня зона Передкарпатського прогину в ранньому міоцені залишалася сушею і почала опускатися лише в гельветському та нижньотортонському періодах. У пізньотортонський і ранньосарматський часи прогинання набуло значної інтенсивності, що призвело до накопичення потужних осадових неогенових відкладів, переважно піщано-глинистих.

Зовнішня частина прогину розвивається на платформній основі, що представлена крейдовими, юрськими та палеозойськими відкладами, на яких залягають осадові товщі тортону та сармату.

На досліджуваній ділянці монокліналь, нахилена в південно-західному напрямку, з ускладненням у вигляді Тлумацької, Заставнівської, Вашківської та Сторожинецької флексурно-розривних зон. Вони визначають товщину і повноту розрізів мезозойських та неогенових відкладів (*нижні горизонти верхнього бадену*).

Згідно тектонічної схеми мезозойсько-кайнозойських відкладів (Ващенко та ін., 2003), флексурно-розривні зони розташовані наступним чином:

- *Тлумацька флексурно-розривна зона* простягається в субмеридіальному напрямку на відстані близько 16 км на північний схід від м. Чернівці. Вона проходить по лінії Обертин – Сороки – Шишківці – Заставна – Ржавинці – Гринячка – Недобоївці.
- *Заставнівська флексурно-розривна зона* відзначається у субмеридіальному напрямку на відстані 15 км на захід від м. Чернівці, охоплюючи лінію Шишківці – Неполоківці – Остра;
- *Вашківська флексурно-розривна зона* проходить у субширотному напрямку на відстані 14 км від Чернівців, охоплюючи території від

Попельників через Кальнівці, Остру, Заболоття, Глибочок, Тарашани до Турятки. Південніше вона переходить у Сторожинецьку зону, яка має характерні структурні особливості. Зокрема її замикаюче крило має нахил 6° , ширину 1,5–2 км та амплітуду, яка становить приблизно 250–300 м.

Досліджувану територію за вищезгаданими характеристиками можна віднести до зони активних тектонічних утворень, що відіграють важливу роль у формуванні регіональних геологічних умов.

Г. І. Рудько (2012) у своїх дослідженнях, окрім основних розломних зон, у межах регіону, виділяє низку менших блоків (рис.2.1). Ці блоки мають свої специфічні тектонічні особливості та успадковують основні розломні структури. Їх формування пов'язане з локальними геодинамічними процесами, що призвели до утворення дрібномасштабних тектонічних дислокацій.

Блоки виступають як окремі тектонічні структури, що обмежені меншими розривними зонами або флексурними порушеннями. Вони можуть мати суттєвий вплив на локальний режим руху підземних вод, розподіл напружень у земній корі та поширення гірських порід. Деякі з цих блоків (Новоселицький, Мамализький) демонструють ознаки активності навіть у сучасний геологічний період, що важливо враховувати при інженерно-геологічному аналізі території (Ridush, Shavransky, & Ridush, 2022).

Детальніше вивчення цих менших блоків дозволяє уточнити загальну тектонічну модель регіону та визначити потенційні ризики для господарської діяльності району.

Дані блоки є важливими маркерами тектонічної активності, що виявляється у вигляді зміщення шарів осадових порід, утворення локальних складок і розривів.

тріщини перпендикулярні до нашарування, а в товстих шарах - розташовані під нахилом.

У неогенових відкладах, особливо в гіпсах і вапняках, тріщини часто стають причиною просідання порід, розривів шарів і їх вертикальних зміщень та зміни гідрогеологічних умов.

Важливим тектонічно-ерозійним елементом будови окраїни платформи й зовнішньої частини прогину є похована Коломийська древня палеодолина, формування якої найбільш імовірно відбувалось у палеогені. У середньо-пізньоміоценовий час вона була заповнена потужною карбонатно-теригенною товщею (Заяць, 2013).

2.2. Стратиграфія (геологічний розріз)

Геологічний розріз досліджуваної території складений верствами трьох структурних поверхів і представлений утвореннями усіх вікових груп – починаючи від архею, завершуючи пліоценовими відкладами верхнього міоцену.

У межах м. Чернівці свердловини пройдені до силурійських відкладів, які *залягають на* еродованій поверхні кембрію і складені майже 500-метровою товщею порід силуру, здебільшого вапняків з переважанням глинистого матеріалу.

Палеозойський розріз у межах досліджуваного регіону завершується девонськими відкладами тиверської серії нижнього девону, які представлені *борицівським і чортківським* горизонтами. Ці відклади є фаціально подібними до придністровського розрізу, що свідчить про подібні умови їх накопичення та геодинамічну ситуацію в регіоні в цей період. Основними породами, що складають тиверську серію, є пісковики, алевроліти, аргіліти, а також прошарки конгломератів, які відкладались у різних умовах, зокрема в прибережно-морському та лагунному середовищах. Товщина цих відкладів є значною і перевищує 500 метрів.

На палеозойських відкладах лежать глибоко розмиті *верхньокрейдові* вапняки *сеноманського* та *туронського* віку. Перший складений товщею мілководних морських відкладів з чіткими фаціальними межами. На досліджуваній території представлений піщано-кременистою пачкою з нашарувань кварц-глауконітових пісків (зеленувато-сірого кольору), пісковиків, кременю, трепелу, опок, вапняку, монтморилоніту.

Вище залягає пачка пісковиків, яка простежується південно-західніше Садгори. Представлена карбонатно-кварцовими, кварц-глауконітовими, опоковидними пісковиками зеленувато-сірого та сірого кольору. В пісковиках зустрічаються дрібні прошарки та лінзи кременю. Потужність пісковика коливається від 1,4 м в с. Ржавинці до 10,4 м в с. Перебийківці.

Відклади *туронського* віку потужністю 4,0-12,7 м виявлені свердловинами біля сіл Лунка, Буда і Садгора відповідно на глибинах 297,7; 105,0 і 101,0 м (Шульга та ін., 1974). Вони залягають на відкладах сеноману і перекриваються породами опільської світи нижнього бадену. Кути нахилу зазвичай не перевищують 5°.

Представлені глинистими вапняками сірого і білого кольору, фарфороподібними, крейдоподібними, в підшві шару з включенням кременю, піскуваті. Порода складається на 70-85% з кальциту.

Вище крейдових відкладів залягають кайнозойські осадові породи неогенового віку.

Неогенові відклади представлені міоценовим (N_1) та пліоценовим (N_2). відділами, що сформувалися внаслідок осадонакопичення за різних умов. Дані відклади складаються з морських, лагунних і частково континентальних осадів, які демонструють значну різноманітність фацій.

Міоценові породи широко розповсюджені на досліджуваній території та разом із четвертинними відкладами формують сучасний рельєф регіону.

У східній частині регіону міоценові відклади представлені різноманітними літологічними комплексами, включаючи піски, глини,

алевроліти, вапняки та межують із виходами кристалічних порід Українського щита, які утворюють чіткий структурний кордон.

У західній частині вони заповнюють Передкарпатський прогин і представлені здебільшого глибоководними осадами глинистого та піщано-глинистого складу. На крайньому заході регіону міоценові відклади стикаються з Карпатським насувом,

Товщина неогенових відкладів коливається від 250 до 300 метрів у межах більшої частини регіону, що вказує на значний об'єм осадонакопичення в цьому періоді. В районі Чернівецьких воріт товщина відкладів є дещо меншою та коливається в межах 105 – 125 метрів, що ймовірно зумовлено локальними тектонічними та геоморфологічними умовами. Неогенові відклади формувалися в умовах мілководного морського басейну з активною седиментацією, чергуванням фаз трансгресії та регресії.

У межах міоценового відділу виокремлюють баденський (нижній міоцен) регіоюрус, який представлений *опільською, тираською, косівською* світами, та *сарматський регіоюрус (верхній міоцен)*, який представлений *волинською* світою. Відклади міоцену залягають горизонтально, або майже горизонтально, з незначним нахилом. Кути падіння з загальним нахилом на південь і південний захід, зазвичай не перевищують 5°.

У районі “Чернівецьких воріт” глибина залягання *опільської світи* збільшується з північного-сходу на південний-захід. Представлена перешаруванням літотамнієвих вапняків, пісковиків, кварц-глауконітових конгломератів зрідка глин, потужністю до 25 м. Біля покрівлі цих шарів залягають ервілієві вапняки з верствами вапнякових пісковиків, глин і кварц-глауконітових пісковиків. Накопичення відкладів даної світи відбувалося в умовах субліторальної та літоральної зони морського басейну.

Вище залягають хомогенні осади середнього бадену, відомі як *тираські верстви*. Її формування відбувалося в умовах лагунного середовища, що сприяло вирівнюванню рельєфу. *Тираські верстви* виступають чітко

вираженим маркуючим горизонтом та слугують надійним орієнтиром у геологічному розрізі регіону.

Регіональна потужність *даних верств* значно варіюється від 5 до 55м, а в районі “Чернівецьких воріт” від 26м до 34м. Відклади представлені сульфатними породами, а саме: гіпсами, ангідридами з прошарками глинисто-карбонатного матеріалу, пісковиками та лінзами метасоматичних вапняків. Нижче в таблиці 2.1 наведено геологічний розріз по свердловині пробуреній в районі Садгори яка розкриває дані товщі (Цуканова та ін, 1987, спр. 180).

Таблиця 2.1

Розріз свердловини №1 за (Цуканова та ін, 1987, спр. 180).

Потужність, м	Літологія
0,4	Ґрунтово-рослинний шар
1,1	Глина перевідкладена, напівтверда сіра, з грудками жовтуватого-коричневої, озалізнена.
0,8	Суглинок напівтвердий, грудкуватий, озалізнений, сірий.
1,2	Супісок пластичний, вологий, з уламками черепашок малакофауни.
1,0	Суглинок тугопластичний, шаруватий, мулуватий, голубувато-сірий, з органічними рештками.
1,6	Суглинок важкий, твердий, шаруватий, мулуватий з органічними рештками, у покрівлі слабозаторфований, від темно-сірого до світло-сірого
5,5	Гравійно-галечниковий ґрунт з обкатаних та напівобкатаних гірських порід (пісковик), заповнювач пісок середньозернистий, у підшві включення кутастих валунів пісковика.
12,3	Глина тверда, шарувата з прошарками піску та пісковика (до 5см) з уламками черепашок, сіра.
41,9	Глина тверда, шарувата, аргілітоподібна з прошарками піску та пісковика (до 50 см) з уламками черепашок, сіра.
1,0	Вапняк слабовивітрілий, сірий, зеленувато-сірий.
2,4	Глина напівтверда шарувата з включенням уламків вапняку.

5,7	Гіпс ангідрит дрібнокристалічний, з глибини 72,7м – середньокристалічний, світло-сірий, сірувато-коричневий, міцний (в інтервалі 69,3-70,4м сильно тріщинуватий)
0,5	Карстова порожнина заповнена глиною з уламками дрібнокристалічного гіпсу.
4,8	Гіпс ангідрит дрібнокристалічний, сірувато-коричневий тріщинуватий, тріщини заповнені глиною та прошарками селеніту.
1,2	Карстова порожнина заповнена глиною з уламками ангідриту.
8,9	Гіпс ангідрит дрібно та скритокристалічний, коричнювато-сірий, в підшві тріщини та каверни до 10см.
5,5	Вапняк літотамнієвий, сірий, міцний, в інтервалі 92,3-93,3м дві горизонтальні тріщини із залишками фауни.

Гіпсові відклади демонструють характерну стратиграфічну будову з трьома основними зонами фацій. У зоні, прилеглій до берегів басейну, зустрічаються переважно строматоліти; у проміжній зоні до них додаються шаблевидні кристали; у центральній зоні переважають гіпси з псевдоморфозами. Ці структури вказують на різні рівні засоленості та хімічного складу вод, що змінювалися через тектонічні рухи і коливання глибини басейну (Peryt et al., 2004).

Фації баденських гіпсів також демонструють особливості автогенних та алогенних осадів. Зміни глибини водного середовища варіювали в межах 10–50 метрів, що впливало на розподіл типів осадів. Аналіз ізотопів $\delta^{13}\text{C}$ та $\delta^{18}\text{O}$ підтверджує, що значні коливання хімічного складу розсолів були обумовлені різними процесами осадження, такими як ерозія та надходження континентальних вод (Peryt & Peryt, 2009). Дана фація у межах Буковинської частини Прут-Дністровського міжріччя характеризується значним поширенням карсту (Рідуш, Купріч, Поп'юк, Шавранський, Костюк, & Рідуш, 2021; Рідуш, Поп'юк, & Шавранський, 2021; Рідуш, Шавранський, Фіщук, Бондар, & Купріч, 2024).

Вищі залягають малопотужні *ратинські* верстви представлені вапняками світло-сірого, кремового кольору. Потужність коливається від 10см до 2-3м. Вони формувалися у мілководному морському середовищі з аномальними умовами – зниженим солоністю води та її перенасиченням кальцієм. Ці умови сприяли осадженню первинних вапняків у вигляді пелоїдних і внутрішньоосадових структур. У результаті діагенезу, під впливом прісних вод, сформувалися карбонати зі змінними ізотопними характеристиками $\delta^{13}\text{C}$ і $\delta^{18}\text{O}$ (Peryt et al., 2012).

Геохімічні та мікроструктурні дослідження вказують, що вапняки пов'язані з гіпсами і мають складну історію осадження та змін. Наприклад, у багатьох профілях спостерігаються текстури, що свідчать про вплив метанової оксидзації та мікробної редукції сульфатів. Вапняки часто демонструють кавернозні структури, заповнені вторинними осадами та цементом (Jasionowski, 2006).

На цій території виділяються три основні карстові райони: *Буковинський, Хотинський та Дарабано-Мамализький*. Вони характеризуються значним розвитком як поверхневих, так і підземних карстових форм. Ці райони охоплюють придністровську привододільну область та припрутську частину міжріччя.

У припрутській частині, окрім східної, поверхневі карстові форми майже відсутні через глибоке залягання гіпсоангідритів (на глибині 50–80 м). Однак у цих зонах нерідко зустрічаються карстові порожнини. Глибина залягання гіпсоангідритів на міжріччі залежить від похилого залягання пластів (від Дністра до Прута), а також від нерівностей рельєфу. У долині Дністра гіпсоангідрити розташовані набагато вище рівня річкового русла, тоді як у долині Прута вони проходять глибше під його дном.

На основі умов розвитку, характеру проявів та інтенсивності карстових процесів у регіоні виділяють три зони умов карстоутворення:

1. Придністровські умови. У цій зоні товщі гіпсоангідритів повністю розкриті ерозійними врізами, що призводить до їх зневоднення. Карстові

процеси локалізовані і неактивні, розвиваються лише на ділянках, де ґрунтові води забезпечують осередкову інфільтрацію. Основними карстовими формами є прадавні вирви, блюдця, улоговини, западини та печери. Ці ділянки належать до категорії нестабільних територій, схильних до утворення провалів.

2. Частково обводнені умови. У цій зоні гіпсоангідритові товщі лише частково розкриті ерозійними врізами, що забезпечує їх часткове обводнення. Тут активно розвиваються процеси поглинання поверхневих вод, утворюються численні понори, зникаючі річки, сухі карстові долини та карстові джерела. На поверхні спостерігається велика кількість провальних вирв різного діаметра з крутими схилами, а під землею утворюються печери з підземними струмками. Карстові процеси в цій даних умовах протікають дуже активно. Ці ділянки відносяться до нестабільних, з високим ризиком провалоутворення. Характерні для привододільної частини міжріччя та припрутської зони на сході.

3. Третя зона карстоутворення охоплює решту території міжріччя де гіпсоангідрити залягають нижче рівня ерозійних врізів, що зумовлює уповільнений водообмін. Тут присутні напірні високомінералізовані води, які зазвичай є неагресивними або малоагресивними. Локальне висхідне розвантаження карстових вод спостерігається в окремих зонах, але загальна активність карстових процесів є низькою. На поверхні карст майже не проявляється, а ділянки цієї обстановки характеризуються відносно високою стійкістю і належать до категорії стійких або умовно стійких територій.

Ділянка, що вивчається, розташована в умовах третьої зони карстоутворення. Проте в господарській практиці регіону відомі численні випадки, коли карст, що розвивався нижче місцевих ерозійних базисів, негативно впливав на різні об'єкти. У разі активізації водообміну це могло призводити до катастрофічних наслідків, зокрема для гірничодобувних, гідротехнічних та інших об'єктів.

Косівська світа літологічно складена темно-сірими тонкошаруватими глинами, алевролітами та сірими пісковиками з прошарками глин. Являється найглибшою фацією *верхнього бадену*. Осади косівської світи багаті на морську фауну, серед якої домінують молюски та форамініфери, а також нерідко зустрічаються рештки морських їжаків (Бондарчук, 1975).

У нижній частині цієї товщі трапляються прошарки туфів *вербовецькі верстви*, які характеризуються специфічним літологічним складом. Основну частину складають сірі, шаруваті, вапнисті та щільні глини, з рідкими тонкими прошарками пісковиків і туфів.

Пісковики у цих верствах мають сірий та світло-сірий колір, кварцовий склад, дрібно- та середньозернисту структуру, а також відзначаються щільністю або сипучістю. Вони є вапнистими та містять слюду.

Характерною особливістю *вербовецьких* верств є висока концентрація піриту, який часто формує псевдоморфози по мікрофауні. У деяких випадках у складі зустрічаються зерна глауконіту.

Вище залягають глини з прошарками пісків, пісковиків, мергелів. Потужність збільшується з наближенням до Передкарпатського прогину досягаючи 95м, в межах досліджуваної ділянки не перевищує 50м. Глини на мають переважно зеленувато-сірий і сірий колір, вапнисті із щільною аргілітоподібною текстурою. Осадкові породи характеризуються чіткою шаруватістю (Бондарчук, 1975).

Між шарами глин спостерігаються прошарки та тонкі включення дрібного або пилюватого, кварцового і карбонатно-кварцового піску. Ці прошарки зазвичай орієнтовані вздовж площин нашарування, вказуючи на періодичність у процесах седиментації. Наявність кварцового компонента свідчить про надходження теригенного матеріалу, ймовірно, з прилеглих осушених ділянок, тоді як карбонатний компонент є продуктом біогенних або хімічних осадових процесів.

На еродованій поверхні косівської світи незгідно залягають відклади *нижнього сармату*. У межах Більче-Волицької зони представлені відкладами

дашавської світи (N_1ds), яка структурно поділяється на дві підсвіти: нижню (N_1ds_1) та верхню (N_1ds_2). У Західноподільській зоні їм за віком відповідають буглівські (N_1bg) та волинські верстви (N, vl).

Буглівські верстви (N_1bg) відкриті інженерно-геологічними свердловинами на Чернівецькій та Хотинській височинах, в днищі долини р. Прут та на правому березі р. Прут свердловинами не розкривається, ймовірно відсутні. Біля м. Чернівці, з лівого берега, відомі відслонення в піщаних кар'єрах – Горішньо-Шировецькому та Чорнівсько-Сопигірському (рис.2.2).



Рис. 2.2 Відслонення буглівських верств у Верхньо-Шировецькому піщаному кар'єр (східна стінка)

Буглівський горизонт представлений піщаною товщею, яка розташована вище зелених глин і піскуватого черепашника. Ці піски, завтовшки від 10 до 20 м, складаються переважно з дрібнозернистого кварцу та черепашкового детриту. Відклади характеризуються горизонтальною та косошаруватою текстурою.

Відклади волинського горизонту відзначаються значною літологічною різноманітністю та представлені перешаруванням глин та пісків, з

прошарками пісковиків та вапняків від кількох см. до 1 – 2м. Потужність товщі збільшується в південно-західному напрямку (Бондарчук,1975).

Для пісків притаманні кулястоподібні конкреції вапнистих пісковиків. Височини бронюються покривом пісковиків, опіщаних органогенно-детритових, оолітових вапняків.

Потужність відкладів волинського горизонту коливається залежно від місця. На підвищених ділянках досарматського ложа та в зонах його часткового розмиву товщина може становити лише кілька метрів. На вододільних територіях вона збільшується до 10–15, а подекуди до 20–25 м. У напрямку на південь потужність відкладів значно зростає, досягаючи 30–35 м біля Дністра та понад 100 м біля Прута (Бондарчук,1975).

Верхня частина розрізу характеризується наявністю покриву товщиною від 1 до 10 метрів, який складається з пісковиків, пісків, опіщаних органогенно-детритових вапняків і вапнистих пісковиків сарматського віку. Цей покрив виконує роль захисного шару, який запобігає денудації та зберігає плосковершинні поверхні Хотинської височини та хребти Цецинського масиву (табл.2.2).

Таблиця 2.2

Розрізи верхньої частини волинської світи

<i>Розріз Шиловецького родовища вапняків (Будівельні матеріали) (385м)</i>	
Потужність, м	Літологія
0,4	Ґрунтово-рослинний шар.
0,5	Елювій вапняків і пісковиків з корою вивітрювання вапняків.
1,2	Перешарування опіщаних вапняків із прошарками кварцпольовошпатового бурувато-сірого піску.
11,0	Вапняки органогенно-детритові, жовтувато-сірі, міцні (трапляються пухкі), піскуваті (пісок різнозернистий); з

	включенням слабообкатаних уламків кременю та кварцу. Пісковики вапнисті, міцні, сірого кольору.
<i>Зведений розріз г. Цецино (Яковенко, 1978, стр. 113) (535м)</i>	
1,1	Насипи ґрунт
1,7	Вапняк оолітовий, вивітрілий, сильно-тріщинуватий, сірий.
3,5	Пісок дрібнозернистий, жовтий із зеленуватим відтінком, глинистий з прошарками пісковика.
4,0	Пісковик світло-сірий, слабозцементований, з поодинокими прошарками сильнозцементованого, тріщинуватий.
47,2	Глина сіра (в покрівлі темно-сіра), тверда, шарувата, озалізнена, з прошарками пісковика та піску жовтого до 5см, (поява води 23м).
0,8	Пісковик світло-сірий на вапнистому цементі, дрібнозернистий, міцний, з уламками черепашок молюсків.
1,0	Пісковик жовтуватого-сірий на глинистому цементі, дрібнозернистий, не міцний.
0,5	Глина сіра, тверда, шарувата, з частими тонкими прошарками сірого алевроліту.

Верхньопліоценові (N_2) відклади на території Передкарпаття збереглися у вигляді фрагментарних залишків, оскільки більшість із них зазнали інтенсивної ерозії. Вони здебільшого локалізовані на вододільних ділянках Прут-Дністерського межиріччя та прилеглих високих терасах річок.

Відклади представлені глинисто-галечниковою товщею, що сформувалася в результаті алювіальних, елювіально-делювіальних і голово-делювіальних процесів. Алювіальна частина характеризується піщано-галечниковими відкладами, які накопичувалися в давній долині пра-Черемошу. Залишки еродованих терас XI-XVI рівнів цієї річки розташовані

вздовж орографічного краю Карпат. У районах сіл Красноїльська та Глибокої вони утворюють плоскі вододільні поверхні (Ващенко, та ін., 2003).

Пліоценові алювіальні відклади залягають на *дашавській* світі, яка містить лінзи слабозцементованих конгломератів із галькою карпатських порід, що ускладнює геоморфологічне картування. Потужність цих алювіальних шарів становить 3–5 метрів, а за віком вони співставляються з пліоценовими алювіальними утвореннями пра-Дністра, такими як рівні Красної та Лосєвої.

Пліоценові відклади перекриті елювіально-делювіальною глиною червоно-коричневого або темно-оливково-палевого кольору, яка є щільною, грудкуватою, іноді з ознаками перевідкладення та гідроморфізму.

У складі субаеральних утворень пліоценового віку виділяється *богданівський кліматоліт*, що включає три типи літофаций ґрунту.

Богданівський кліматоліт представлений строкатим глинисто-піщаним ґрунтом оранжево-бурого та сизо-бурого кольорів товщею 1,5-2 м. Еолово-делювіальні утворення включають глинистий лес і світло-бурі щільну глину, характерну для помірно холодних ландшафтів. Потужність цих субаквальних утворень становить 3-5 метрів, а загальна товщина пліоценових відкладів сягає 6-9 метрів (Ващенко, та ін., 2003).

Четвертинні період (Q) представлений плейстоценовими (Q_1) та голоценовими (Q_2) відкладами. *Плейстоцен* складений алювієм: розсипами галечника, реліктами ранньоплейстоценової поверхні вирівнювання та алювієм долини Дністра з його карпатськими притоками. На північному заході Передкарпаття поширені флювіогляціальні піски та гравійно-галечникові товщі, які відносять до *міндельського зледення* (Гофштейн, 1995).

Четвертинні відклади в межах досліджуваної території мають здебільшого суцільне поширення. Відсутні на крутих схилах в глибоко-врізаних ярах та вершинних пасмах масиву Цецино та Бердо. На терасованих схилах їх потужність досягає 20 м.

Серед генотипів поширені алювіальні, елювіальні, еолово-делювіальні, елювіально-делювіальні, зсувні, делювіальні відклади. Менш поширені, здебільшого в днищі долини, біогенні (торфовища) та лімнічні (старичні) осади. Їх формування відбувалося протягом плейстоцену та голоцену. Також в глибоко врізаних правих притоках р. Прут, а саме стр. Сторожинець (біля с. Біла та лівої безіменної притоки р. Клокучка (навпроти вул. Золочівської, 100) було знайдено хемогенні відклади представлені травертинами.

Основну увагу у дослідженнях геологічної будови привертають ритмічні еолово-делювіальні товщі, представлені лесом та лесоподібними суглинками. Ці відклади мають значне поширення на території України і формують характерний тип рельєфу. Вони є продуктом складних геологічних і кліматичних процесів, зокрема накопичення еолових осадів у посушливих умовах та їх часткової переробки делювіальними процесами під впливом водної ерозії. У лесових породах можна спостерігати ритмічну приховану шаруватість та чергування похованих ґрунтів.

Розчленування четвертинних відкладів виконано з урахуванням стратиграфічних підрозділів, виділених за кліматолітами, які відповідають основним кліматичним етапам четвертинного періоду (рис. 2.3). Цей підхід дозволяє детально вивчити послідовність накопичення відкладів, їхній зв'язок із кліматичними змінами та геоморфологічними процесами.

Лес за гранулометричним складом на вододільних частинах долини має характеристики середнього та важкого суглинку, тоді як на терасах річок він представлений більш піщаними варіантами. Ці породи часто мають шарувату структуру та містять “карпатську гальку”. Окрім лесів, “карпатська галька” зустрічається у відкладах глин, суглинків і пісків. Її наявність у цих відкладах та сучасних річкових галечниках пояснюється переміщенням матеріалу внаслідок делювіальних та інших геологічних процесів із більш древніх формацій. Існує кілька гіпотез походження цієї гальки

Першу гіпотезу, запропоновану В. І. Крокосом (1926, 1927) та О. В. Красовським, було засновано на припущенні, що “карпатська галька” була

перенесена водами пра-Дністра з районів карпатського зледеніння. Вона виникла з порід, які походили із зруйнованого давнього гірського масиву, що колись входив до складу гірської системи і згодом був похований під насувами Карпат. Наприкінці пліоцену – на початку четвертинного періоду ця галька була перевідкладена водними потоками, що призвело до її накопичення в лесових відкладах.

Другу гіпотезу висунув Р. Виржиківський вважаючи, що “карпатська галька” походить із зруйнованого давнього гірського масиву, який згодом опинився похованим під складчастим насувом Карпат.

Хронологічна (стратиграфічна) шкала		Стратиграфічний горизонт (палеогеографічний етап)			
Період (система)	Основні підрозділи		Назва	Індекс	Вік нижньої межі, тис. років
Четвертин- ний (Q)	Голоцен Н		Голоценовий	hl	13,3
	Плейстоцен (P)	Пізній (верхній) P _{III} (Q _{III})	Причорноморський	pč	21
			Дофінівський	df	50
			Бузький	bg	75
			Витачівський	vt	90
			Удайський	ud	100
			Прилуцький	pl	130
	Середній P (Q _{II})	Тясминський	ts	170	
		Кайдацький	kd	240	
		Дніпровський	dn	290	
Завадівський		zv	420		
Тилігульський		tl	480		
Лубенський		lb	640		
Сульський		sl	730		
Мартоносський		mr	920		
Ранній (нижній) P _I (Q _I)	Приазовський	pr	1000		
	Широкинський	sh	1290		
Еоплейсто- цен (E)	Пізній (верхній) E _{II}	Іллічівський	il	1400	
		Крижанівський	kr	1610	
		Березанський	br	1900	
Неогено- вий (N)	Пліоцен (N ₂)	Пізній (верхній) N ₂ ³	Берегівський	bv	2430
			Сіверський	sv	2800
		Середній N ₂ ²	Богданівський Кизил'ярський Ярківський Айдарський Севастопольський	bd	2900
				kz	3000
				jr	3100
				aj	3320
	Ранній (нижній) N ₂ ¹	Оскільський Любимівський Салгирський Іванківський Бельбецький Знам'янський	Підетани, шари понту	st	3800
				os	4300
				lm	4680
				sg	4970
				iv	5300
Міоцен (N ₁)			bl	5500	
			zn	6500 (?)	

Рис. 2.3 Схема палеогеографічних етапів і детальної стратиграфії пізнього Кайнозою України (Haesaerts, & Gerasimenko, 2002).

Гідрогеологічні умови. На території досліджень виділяється кілька водоносних горизонтів, що сформуються в різних геологічних комплексах.

У межах Передкарпаття долина виповнена алювіальними галечниками з різною водозабезпеченістю. Дебіт свердловин у середньому становить 2–10 м³/год (Штогрин, & Гавриленко, 1968, ст.223).

У районі м. Коломиї долина р. Пруту розширюється до 10-16км, утворюючи терасовану улоговину з непостійним геологічним розрізом. Потужність галечникових відкладів тут сягає 15–22 м, із середнім дебітом свердловин 4–5 м³/год, подекуди більше.

В районі м. Чернівці деякі свердловини на лівому березі р. Пруту (с. Буда, Магала) та на правому березі (с. Остриця) розкривають галечникові відклади, де середній дебіт свердловин не менше 3 м³/год та пилувато-піщані ґрунти (піски, супіски) з коефіцієнтом фільтрації до 0,3 м³/добу (табл. 2.3). Цей горизонт, як правило, погано захищений від забруднення.

Водоносний горизонт в сучасних алювіальних відкладах в долині р. Прут виділяється на глибині від 0,0м до 7,0 м частіше 1,5-3,0 м. В долині р. Прут даний водоносний горизонт залягає на піщано-глинистих відкладах неогену, які представлені як водостійкими так і водопроникними і навіть водоносними породами. Горизонт безнапірний, живлення відбувається за рахунок атмосферних опадів, а також завдяки надходженню води з річки в час паводків. Відповідно режим водоносного горизонту непостійний, річна амплітуда коливання рівня води досягає 2–3 м. Дебіти свердловин коливаються у значних межах від 0,5 л/с до 5-6 л/с. Води сучасних алювіальних відкладів по складу гідрокарбонатно-кальцієві. Мінералізація не перевищує 1 г/л частіше 0,5–0,6 г/л (Руденко та ін., 1984, спр.54).

В долині р. Прут відклади I – X терас всюди обводнені. Водовмісними породами є піски перешаровані суглинками і глиною. В залежності від гіпсометричного рівня та пори року глибина залягання коливається від 4,0м до 20,0 м.

Водовмісними породами є легкі та середні суглинки. Потужність горизонту не перевищує 2м, частіше коливається в межах 0,3-0,5м. Даний водовмісний горизонт безнапірний, проте на деяких ділянках набуває незначного напору (не більше 1,5м) завдяки невеликим лінзам слабопроникних порід. Дебіти свердловин досить малі та коливаються від 0,8 л/с до 3,0 л/с. Мінералізація коливається в межах від 100 г/л до 668 г/л. За мінеральним складом води належать до гідрокарбонатно-кальцієвого типу.

На вододілах та привододільних схилах і високих терасах характеризується наявністю двох водоносних горизонтів, що знаходяться у четвертинних відкладах і прошарках пісків неогенових відкладів, які гідравлічно взаємопов'язані. Водоутримуючим шаром виступають прошарки глини неогенового періоду. Ці горизонти мають невеликий водний запас. Коефіцієнт фільтрації суглинків становить приблизно 0,05–0,12 м³/добу, а піщаних прошарків у неогенових глинах – до 0,15–0,2 м³/добу.

Атмосферні опади, що просочуються через четвертинні відклади, затримуються на глинистих шарах і дренуються глибоко врізаною яружно-балковою та річковою мережею сприяючи у свою чергу виникненню зсувів на крутих схилах.

Підземні води в міоценових відкладах зосереджені в прошарках тонкозернистого сірого піску, потужність яких варіюється в широких межах. Ці водоносні прошарки гідравлічно пов'язані між собою, тому їх можна об'єднати в єдиний комплекс. Водовмісними породами виступають прошарки та лінзи піску в товщах глин, пісковики та вапняки, гіпси та ангідрити. На вододілах даний водоносний комплекс залягає на глибині 15-35м, а в надзаплавних терасах значно вище. Водозабезпеченість неоднорідна та залежить від літологічного складу та умов дренавання.

У межах зсувних схилів поширений змішаний тип підземних вод, який формується завдяки виклинюванню вод четвертинного водоносного горизонту та міоценового водоносного комплексу, а також атмосферних опадів. Режим горизонту залежить від режимів вищезгаданих горизонтів,

крутизни схилів, літологічного складу вміщуючих порід, а також від активності зсувних процесів. Амплітуда коливання дзеркала підземних вод сягає 2,5м.

У древніх похованих долинах є один водоносний горизонт у суглинках четвертинного віку, з водотривким шаром неогенових глин. Коефіцієнт фільтрації водоносних порід тут варіюється від 0,12 до 0,14 м³/добу.

Водні горизонти в міських і промислових районах також поповнюються за рахунок втрат води з комунікацій. Наприклад, у житлових районах по вулиці Руській спостерігалось підвищення рівня підземних вод на 5–7 м протягом 10 років (Шавранський, Полевецький, Олійник & Українцева, 2018, спр.614 с.18).

Водоносний горизонт у верхньокрейдових відкладах (сеноманський ярус) приурочені до тріщинуватих пісковиків, глауконітових пісків, вапняків котрі залягають на глибині близько 125м. Потужність водовмісних порід складає 15-20м. Напір водоносного горизонту сягає 120м. Дебіт свердловин біля 1 л/с. Вода відноситься до типу сульфатно-магнієво-натрієвої із значним вмістом сірководню (144 мг/л).

Таблиця 2.3

Характеристики водоносності четвертинних відкладів долини Прута
(Штогрин, & Гавриленко, 1968)

Місцезнаходження свердловини	Глибина свердловин м	Глибина водоносного горизонту м	Водоносна порода	Дебіт м3/год
м. Коломия	25.0	3.0	Галька з валунами	5.0
м. Коломия	21.0	6.0	Галька з валунами	4.0
с. Гірське, Коломийського району	20.0	5.0	Галька з піском	1.5
с. Нижній Вербіж, Коломийського району	12.0	7.0	Галька з піском	3.3
с. Кіданч, Коломийського району	6.1	0.9	Пісок з галькою і валунами	9.0
с.П'ядики, Коломийського району	22.0	8.5	Галька	11.8
Стара Жучка (Чернівці)	10.7	3.9	Галька з піском	10.1
с.Буда, Чернівецького р-ну	12.0	2.6	Галька з піском	10.0
с.Магала, Чернівецького району	7.5	1.3	Галька з піском	3.75
с.Магала, Чернівецького району	5.7	1.1	Галька	3.0

2.3. Геоморфологічна будова (загальна)

З геоморфологічної точки зору досліджувана територія розташована в межах двох великих країн: Карпатської гірської та Східноєвропейської полігенної рівнини. Відповідно вони включають такі області та підобласті (Національний атлас України):

1. Передкарпатська область пластово-аккумулятивних і пластово-денудаційних рівнин та підобласть Покутсько-Буковинсько-Передкарпатської пластово-денудаційної височини, сформованої на відкладах палеогену та неогену.

2. Волинсько-Подільська область пластово-денудаційних височин та підобласть Подільської структурно-денудаційної височини, що утворилася на неогенових і крейдових породах.

Рельєф досліджуваної території є складним. На відносно невеликій території поєднуються рівнинні та передгірні форми рельєфу. Тут виділяються два основні морфоструктурні райони: Прут-Дністровська хвиляста рівнина та Передкарпатське горбисто-грядове передгір'я

Ці райони займають північну частину області, розташовану в межах південно-західного краю Східно-Європейської платформи. Найвища точка цієї території – гора Берда (515 м), тоді як середні висоти сягають близько 300 м. Сучасний рельєф характеризується формами утвореними ерозією, карстовими процесами та товтровими утвореннями.

У центральній частині рівнини із північного сходу на південний захід простягається Хотинська височина. Її найбільша ширина 20–22 км та висота 350–400 м припадають на західну частину, тоді як на сході височина звужується до 5–7 км, а висоти зменшуються до 275–350 м. Вона має асиметричну форму, з крутими західними та південно-східними схилами, а в її основі лежить піднятий горстоподібний блок. Хотинська височина розчленована долинами приток Дністра (Онут, Рукшин) та Прута (Задубрівка,

Мошків, Гуків, Рокитна, Рингач, Черлена). У верхів'ях цих приток розташовані циркоподібні улоговини, зокрема Чорнівська, Клішківська та Зарожанська. Схили долин часто піддаються зсувним процесам. На південь від височини знаходиться чітко виражена в рельєфі Новоселицька улоговина, формування якої зумовлене тектонічними процесами.

Долина річки Прут у межах досліджуваної території має субширотне простягання. Вона досить широка – 6–8 км, а в межах «Чернівецьких воріт» звужується до 1,5 км.

В межах досліджуваної території Л. В. Костенюк класифікує русло за його геоморфологічними характеристиками як широкозаплавне (Костенюк, 2011).

Долина глибоко врізана в початкову поверхню неогену (до 150 м), має асиметричну форму та виражену терасованість. Ці тераси розчленовані притоками Пруту, а в окремих місцях представлені фрагментами.

На схилах долини активного розвитку набули зсуви, які маскують або руйнують терасові уступи, ускладнюючи дослідження. Значний вплив на формування зсувів спричинили техногенні зміни рельєфу, що розпочалися ще у XIV столітті з вирубки букових лісів і тривали до створення складних природно-технічних комплексів. Місто розташоване в сейсмічно активній зоні, а сучасна тектонічна активність, тривалий вологий клімат (опаді 650–800 мм на рік) і зміни природних ландшафтів визначають загальні тенденції розвитку зсувних процесів. Ці фактори впливають на довготривалі ритми їх активізації, що спостерігалася в Чернівцях у 1895, 1940, 1979, 1992 та 2001 роках (Рудько & Осюк, 2012, ст.395).

У процесі геоморфологічного аналізу території міста Чернівці Рудьком (Рудько & Осюк, 2012, ст.406) було виділено такі основні елементи:

- *склепінчасте підняття гори Цецино* – найвища частина Чернівецько-Сторожинецької ерозійно-тектонічної височини.
- *ерозійно-аккумулятивний рельєф долини річки Прут та її невеликих приток.*

Перший характеризується системою схил-водотік із тенденцією до збільшення ерозійної діяльності верхів'я річок Клокучка та Біла. Основним фактором є глибинний вріз у корінні породи основи схилів, що знижує їхню стійкість.

Другий доцільно аналізувати в рамках системи "схил-водотік" із відносно стабільним режимом ерозійної діяльності.

У цьому підрайоні виділено два генетичних типи зсувів:

1. *Зсуви високих надзаплавних терас річки Прут.*
2. *Зсуви течії*, які як ускладнюють основні зсуви, так і розвиваються самостійно на схилах річок Мольниця, Клокучка та невеликих правих приток річки Прут у східній частині міста.

Механізм та динаміка цих зсувів мають ряд особливостей. Їхній розвиток відбувається зверху вниз шляхом зсуву великих зсувних блоків. Потужність зсувів може досягати 30 м, довжина схилу, який зазнав зсуву, часто становить 500–700 м при середньому нахилі 16 – 18°. Загальна протяжність зсувних процесів іноді сягає 1,5 – 2,0 км.

Передкарпатське горбисто-грядове передгір'я характеризується значним ерозійним розчленуванням, яке формує в рельєфі структурні височини, гряди та горби висотою понад 500 м. Буковинське передгір'я drenується правими притоками річок Прут, Черемош і Сірет, що створили широкі терасовані долини. У рельєфі передгір'я виділяється кілька висотних рівнів. Найвищий – Цецино-Спаський рівень (понад 500 м), нижчий – Сторожинецько-Іспаський рівень (490 – 495 м), і ще нижчий – Черемош-Сіретський терасовий рівень (430 – 460 м).

Річкові долини Черемошу і Сірету відіграють значну роль у формуванні загального вигляду передгір'я. У їх межах чітко простежуються заплава та сім надзаплавних терас, які підіймаються на висоту до 140 м над руслом. Висоти цих терас становлять: I – 4–5 м, II – 10–15 м, III – 20–25 м, IV – 30–35 м, V – 65–70 м, VI – 90–100 м, VII – 120–140 м. Найширшими є рівні II та III терас,

які сягають 5–7 км. Великі ділянки зсувного рельєфу спостерігаються в долинах річок Дерелуй, Сірет та інших приток.

2.4. Гідро-кліматичні умови регіону

Гідрографія. Річки Українських Карпат лежать на Головному європейському вододілі, звідки їхні води спрямовуються до басейнів Балтійського та Чорного морів.

Річка Прут бер свій початок на північно-східному схилі Чорногірського масиву, на висоті 1600м. Її басейн має форму витягнутого неправильного овалу, дещо розширеного у верхній частині. Довжина басейну сягає 500 км, його ширина біля верхів'я складає 70км, біля м. Чернівці зменшується до 50км. Гідрографічна мережа біля верхів'я деревоподібна (детритова), нижче м. Чернівці – периста.

У Карпатах річка має вигляд гірського потоку. Її долина чітко окреслена. Від витоків до селища Делятин вона вузька, з крутими, залісненими схилами, скелями, ущелинами та ярами. У межах між селищами Делятин і селищем Заболотів, а також нижче міста Снятин, долина розширюється до 2–3,5 км і має асиметричну форму: правий схил високий і крутий (до 50 м), а лівий — пологий і нижчий (10–30 м). Заплава уривчаста, у розширених частинах долини сягає ширини 2–3 км й часто заболочена. Русло річки сильно звивисте: у верхів'ях вона протікає одним руслом як гірський потік, поблизу селища Яремче утворює водоспад висотою 15 м, а далі часто розділяється на рукави.

Ширина річища до с. Делятина 20-50 м, нижче поступово розширюється, досягаючи 100-200м. Глибини коливаються не більше 0,2-1,5 м на окремих плесах досягаючи 4м. Швидкість течії біля верхів'я 3,0 м/с, нижче зменшується до 1,0-1,3 м/с.

На території досліджень р. Прут приймає три правих (стр. Сторожинець, р. Клокучка, р. Мольниця, р. Дерелуй) та п'ять лівих приток (р. Совиця, р. Шубранець, р. Задубрівка р. Мошків, р. Гуків) (табл. 2.4). Долина до гирла р.

Мошків завширшки до 7 км, далі на схід до 4 км, утворюючи так звані “Чернівецькі ворота” нижче знову розширюється. Тerasи на лівому березі ширші, ніж на правому і серед відкладів лівобережжя значно поширені лесові ґрунти (Шавранський, 2024).

Русло річки характеризується численними вигинами та відгалуженнями, що надає йому звивисту форму. Прут то утворює чітко виражені меандри, то розпадається на кілька рукавів розділених островами формуючи анастомозне русло.

Таблиця 2.4

Основні характеристики річок

Назва	Куди впадає	Права чи ліва	Довжина, км	Площа басейну, км²
р. Прут	р. Дунай	ліва	989	27500
р. Дерелуй	р. Прут	права	34	313
р. Совиця	р. Прут	ліва	39	230
р. Шубранець	р. Прут	ліва	25	205
р. Коровія	р. Дерелуй	ліва	24	115
р. Гуків	р. Прут	ліва	29	112
р. Мошків	р. Шубранець	ліва	22	96
р. Задубрівка	р. Прут	ліва	20	~51
р. Клоучка	р. Прут	права	11	~ 21
стр. Шерівці	р. Мошків	права	8	~16
стр. Станигора	р. Прут	ліва	7,5	~11
стр. Мольниця	р. Прут	права	6,5	~12
стр. Кися	р. Дерелуй	ліва	6,0	~9,5
стр. Сторожинець	р. Прут	права	5,0	~9,0

Річка *Дерелуй* є найбільшою правою притокою в межах досліджуваної території, однак її басейн залишається майже невивченим. Однією зі спроб ліквідувати цю прогалину стало дисертаційне дослідження О. Кирилюк (2009).

Річка Дерелуй разом із притоками Коровією та Невільницею глибоко врізалася в м'які піщано-глинисті породи міоценового періоду, сформувавши звивисту, деревоподібну, а подекуди й "колінчасту" мережу приток. Верхні ділянки приток першого порядку та частини другого порядку орієнтовані з північного заходу на південь і південний схід, спрямовуючись до річки Сірет. У районах різких вигинів часто трапляються наскрізні долини та розмиті вододіли, які свідчать про те, що сучасна гідрографічна мережа правобережжя Пруту значною мірою сформувалася завдяки захопленню приток Сірету.

Формування правобережних приток Пруту, особливо під час активного підняття передгір'я, відбувалося через захоплення бокових потоків від приток Сірету та регресивну ерозію у верхів'ях. Це сприяло інтенсивній ерозії правих приток у зоні підняття і поступовому зміщенню вододілу між Прутом і Сіретом ближче до долини Сірету (Кирилюк О., Кирилюк С., 2023)

Серед лівих приток Пруту слід виділити річку *Гуків*, котра протікає територією Хотинської височини та долиною річки Прут, охоплюючи весь комплекс терас останньої. Водозбірний басейн має витягнуту форму і є асиметричним через блокову будову місцевості, якою течуть річки, тому основні притоки Гукова впадають з правого боку.

Річка *Гуків* протікає по стародавніх терасах, що плавно спускаються до долини. Її формування відбувалося шляхом поступового подовження у меридіональному напрямку, зумовленого відступанням Пруту на південь. Історія розвитку долини Гукова умовно поділяється на такі геологічні періоди: ранній, середній і пізній пліоцен; ранній, середній і пізній плейстоцен; пізньольодовиковий, голоцен-антропоген (Кирилюк О., Кирилюк С., 2023, с.60).

Наступною розглянемо детальніше річку *Шубранець*, яка відіграє важливу роль у формуванні ландшафту досліджуваної території. Її русло, завширшки до 10 м, вирізняється помірною звивистістю та наявністю двосторонньої заплави. Річка проходить західною межею Хотинської височини, виступаючи природною демаркацією між різними

геоморфологічними зонами. Тече з півночі на південь, а в нижній течії різко змінює напрямок на південний схід. Біля витоків (с. Малий Кучурів) річкова долина глибоко врізається в неогенові породи, досягаючи понад 50 м глибини. Притоки в цьому регіоні здебільшого короткі, яружного характеру, причому найдовша не перевищує 1,5 км, а більшість витікає з Хотинської височини. Від витоків до с. Шубранець буквально все русло врегульоване каскадом ставків.

Гідрологічний режим р. Прут. Для гірських та передгірних річок типовий паводковий режим у весняно-літній період, коли рівень води та її витрати збільшуються у кілька разів. Найнижчий стік спостерігається взимку.

Для річки Прут характерна різко виражена весняна повінь, під час якої рівень води може піднятися до 5,0 м. У зимовий період підйом рівня води під час повеней сягає 0,5–2,0 м. Льодостав спостерігається з січня до середини березня. Вода має гідрокарбонатно-кальцієвий склад, а її мінералізація варіює від 0,2 г/дм³ під час водопілля до 0,3–0,4 г/дм³ у меженний період.

Згідно з фондовими матеріалами (Борисенко, Бурлака, & Шевчук, 1991), максимальний стік наносів було розраховано для створу “Шипинці” в середній за водністю рік. При цьому середня мутність води становила 600 г/м³, а модуль стоку – 0,011 м³/с·км², згідно з даними водопункту Чернівці.

Обсяг зважених наносів у створі “Шипинці” склав 1298,7 тис. т/рік, а інших наносів – 64,9 тис. т/рік. Загальний обсяг наносів дорівнював 1363,6 тис. т/рік, що відповідає 757,6 тис. м³/рік (табл.2.5).

Розподіл наносів за місяцями здійснено на основі типової схеми річного розподілу стоку для верхнього басейну річки Прут. Це дозволяє врахувати сезонні коливання водності та відповідний внесок кожного періоду в загальний стік наносів.

Основний об’єм зважених наносів складають частинки розміром від 0,01 до 0,5мм.

Натомість зараз максимальний стік наносів у районі міста Чернівці спостерігається в червні, що тісно пов’язано з періодами найбільшої водності

Таблиця 2.5.

Твердий стік за створом “Шипинці” за 1991р.
(Борисенко, Бурлака, & Шевчук, 1991)

Місяць	Частка стоку, %	Розхід води м³/с	Об’єм стоку тис. м³	Об’єм наносів тис. м³
січень	3,7	29,9	80055	28,0
лютий	13,7	121	296419	104
березень	29,4	237	636111	223
квітень	10,8	80,2	233674	81,8
травень	6,3	50,8	136310	47,7
червень	10,8	90,2	233674	81,8
липень	3,5	28,3	75728	26,5
серпень	1,7	13,7	36782	12,9
вересень	2,8	23,4	60582	21,2
жовтень	4,7	37,9	101691	35,6
листопад	7,2	60,1	155782	54,6
грудень	5,4	43,6	116837	40,9
За рік	100		2163644	757,6

та катастрофічними паводками в басейні. Підвищені середні показники стоку відзначаються також протягом 1–3 років після таких паводків, що пояснюється поступовим винесенням твердих матеріалів, які накопичилися в руслах. Найменші витрати наносів фіксуються в осінньо-зимовий період (Костенюк, 2010).

Також спостерігається активне врізання через інтенсивний видобуток руслового алювію (гравію). Обсяги вилучення алювію значно перевищували його природне транспортування річкою (стік твердих наносів) (Ющенко, та ін., 2023).

Клімат. Відповідно до рельєфу регіон досліджень можна поділити на три кліматичні зони: рівнинну, передгірну та гірську. Близьке розташування Карпат і переміщення повітряних мас значно впливають на кліматичні особливості.

Рівнинна зона має м'який клімат із середньорічною температурою +7–+8 °С. У передгір'ї середньорічна температура становить +6,5–+7,5 °С, а в гірській зоні – від +1,5 до +6 °С. Узимку часто спостерігається підвищення

температури до плюсових значень. Область належить до зони надмірного зволоження. Річна кількість опадів у рівнинній частині становить 600–800 мм, у передгір'ї – 700–750 мм, а в горах – 700–1200 мм. Взимку випадає у три рази менше опадів, ніж влітку, причому більшість із них – у вигляді снігу.

У теплий період року спостерігається найбільша кількість опадів: до 400 мм у східній частині регіону та понад 700 мм на південному заході. У рівнинній частині переважають північно-західні, західні, південно-східні та східні вітри (80% від усіх напрямків), а в горах – долинні вітри. Середня швидкість вітру на рівнині становить 3,3–4,2 м/с, у горах – 1,1–1,4 м/с.

Абсолютна вологість повітря змінюється залежно від пори року: мінімальні значення спостерігаються взимку (3,5–4,5 мб), а максимальні – влітку (14–16,5 мб). Середньорічна відносна вологість повітря складає 65%, а багаторічна норма випаровування – 530 мм.

Значний вплив на кліматичні умови має Хотинська височина, який краще проявляється у теплий період року. Згідно з дослідженням С. М. Кирилюка (2006), проведеним у липні 2001 року, на основі специфіки рельєфу височини виділено низку мікрокліматів.

Наприклад низькі заплави характеризуються помірно теплим і помірно вологим мікрокліматом. У липні середня температура повітря становить 20,0 °С, а кількість опадів досягає 148 мм. Наявність лучної та кущової гідрофітної рослинності свідчить про достатній рівень зволоження цих територій.

На низьких та середніх терасах клімат помірно теплий і помірно вологий. У липні середня температура повітря становить 19,5 °С, а кількість опадів досягає 145 мм. Однак показники температури і опадів значно відрізняються залежно від близькості до річок Прут і Дністер. У районах, розташованих у меандрових вузлах, температура повітря може бути вищою на 0,5–1,0 °С, а кількість опадів збільшуватися на 10 мм.

Відповідно вододільні території та надвисокі терасові рівнини характеризуються помірно теплим мікрокліматом із частковою нестачею вологи. У липні середня температура повітря становить 20,4 °С, кількість

опадів – 143,5 мм, а середньорічний рівень опадів досягає 447 мм. У межах Хотинської височини зі сходу на захід температура поступово знижується, тоді як кількість опадів збільшується.

У загальному кліматичні умови регіону сприятливі для відновлення запасів підземних вод. Проте підвищення середньорічної температури повітря за останні десятиліття впливає на сезонність. Зима стає коротшою, а весняний період настає швидше. За останні 25 років середні температури зимових і весняних місяців зросли на +1,5–2,5 °С, а літніх – на +1,5–1,6 °С.

За останнє десятиліття кількість опадів зросла на 12%, що супроводжується змінами у вітровому режимі: зменшилась частота північно-західних вітрів і збільшилась кількість північних та південних.

Зміни клімату призводять до таких наслідків, як посухи, паводки, деградація ґрунтів, зменшення водності малих річок, зниження рівня ґрунтових вод і скорочення біорізноманіття.

2.5. Рослинність та ґрунти

Рослинність. У минулому територія Передкарпаття була переважно вкрита густими лісами, зокрема переважали темнохвойні та змішані типи лісів із щільним деревостаном. Тут зростали свіжі та вологі букові, грабові, буково-грабові, ялицево-букові діброви, а також вологі буково-дубово-ялицеві ліси. Така різноманітність лісових угруповань була зумовлена сприятливими кліматичними та ґрунтовими умовами регіону.

Основними лісоутворюючими породами широколистяних лісів Передкарпаття є дуб звичайний (*Quercus robur* L.), дуб скельний (*Quercus petraea* Liebl.), бук лісовий (*Fagus sylvatica* L.) та граб звичайний (*Carpinus betulus* L.). У заплавах річок і вздовж водотоків значну площу займають ліси, утворені вільхою чорною (*Alnus glutinosa* L.) та вільхою сірою (*Alnus incana* L.), які відіграють важливу роль у стабілізації ґрунтів і формуванні прибережних екосистем.

Найпоширенішою субформацією лісів у регіоні є грабово-дубові ліси, відомі також як груди, які зустрічаються переважно на рівнинних ділянках ландшафту. Ці ліси характеризуються густим підліском, багатим різноманіттям трав'яного покриву та стабільною екосистемою.

Також у Передкарпатті значно поширені буково-грабово-дубові ліси (, які мають складну багатоярусну структуру. Ці ліси поєднують у собі різні породи, створюючи унікальні біогеоценози, багаті на флористичне та фауністичне різноманіття. Завдяки цьому вони виконують важливі екологічні функції, зокрема збереження біорізноманіття, регуляцію водного балансу та захист ґрунтів від ерозії.

Ґрунти. На території дослідження сформувалися ґрунти різних генетичних типів. Світло-сірі та сірі опідзолені ґрунти переважно поширені в лісостепових районах області, займаючи підвищені та розчленовані форми рельєфу. Темно-сірі опідзолені ґрунти виникли на пологих і спадиистих схилах невисоких пагорбів і гряд у північній та східній частинах Чернівецької області (рис.2.4). Опідзолені чорноземи середнього і важкосуглинкового складу зустрічаються на плато та пологих схилах слабогорбистого рельєфу (Польчина, 2014, ст.219).

Результати досліджень Матвіїшина та ін. (2010) підтверджують, що поширення ґрунтів залежить від мезоформ рельєфу. Відповідно у заплавах Дністра та Пруту утворилися дернові ґрунти; у низькотерасових місцевостях та долинах малих річок — лучні, чорноземно-лучні та лучно-болотні; на середніх терасах — вилугувані та опідзолені чорноземи; на високих терасах — опідзолені чорноземи, темно-сірі й, рідше, сірі лісові ґрунти. В ерозійно-карстових депресіях утворюються складні поєднання чорноземів опідзолених, типових, карбонатних і вилугуваних.

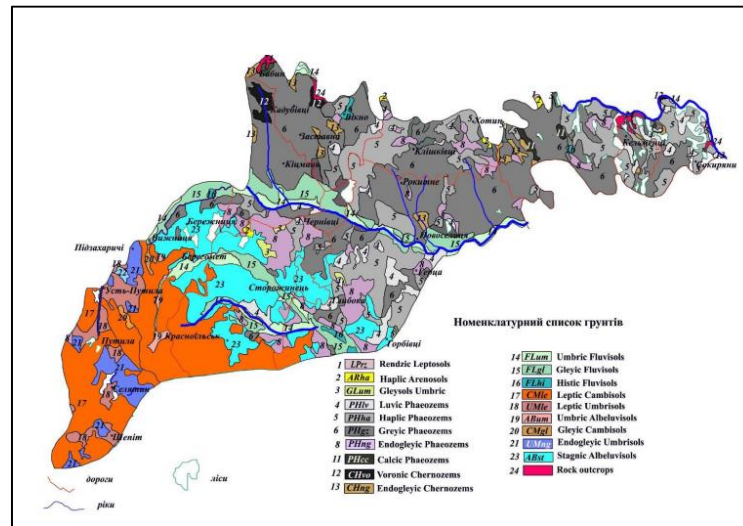


Рис. 2.4 Картосхема ґрунтів Чернівецької області в системі WRB (Польчина, 2014)

Природні умови регіону зумовили різноманітність рослинного покриву, але внаслідок сильного розчленування території та активного освоєння земель, первинний покрив зберігся лише фрагментами.

Детальний опис ландшафтних комплексів та рослинних угруповань представлений у праці Коржик, Чорней, Токарюк та Скільській (2024), яка детально уточнює фізико-географічне районування.

Кіцмансько-Снятинський район лісостепових ландшафтів терасових рівнин обмежений річищем Прута на півдні та долиною річки Чорнява на заході. Ця територія складається з лесових та алювіально-лесових рівнин терас Прута. Висоти коливаються від 160–200 м н. р. м. у руслі Прута до 320 м на межиріччях.

Ландшафт поділяється на чотири основні смуги. Північна смуга представлена геокомплексами високих хвилястих рівнин з опідзоленими чорноземами та темносірими ґрунтами під орними угіддями. На заході знаходяться горбисті геокомплекси з сірими ґрунтами під орними землями та дубово-грабовими лісами. Друга смуга містить геокомплекси високих терас Прута з темносірими ґрунтами під орними угіддями. Третя смуга – це сильно розчленовані середні тераси з опідзоленими чорноземами під орними землями. Четверта смуга включає плоскі перезволожені низькі тераси з чорноземно-

лучними ґрунтами та густими поселеннями. Ще нижче розташовані заболочені заплави з дерновими та болотними ґрунтами під луками та болотами.

Структуру доповнюють широкі днища долини лівих приток Прута з системами ставків. Орні угіддя займають 60% площі, ліси – 3%, а поселення – 18%. Ступінь освоєності території сягає 90%.

На окремих ділянках району зустрічаються субконтинентальні грабово-дубові та широколистяно-дубові ліси, місцями чисті або змішані букові ліси. Локальні фрагменти лучних комплексів зосереджені в долині Прута, зокрема в урочищі Рогізна біля Чернівців. Тут зустрічаються луки зі змінним зволоженням та мезофільні луки на багатих ґрунтах.

Хотинський район широколистянолісових ландшафтів грядових височин простягається від Дністра на півночі до низьких терас річки Прут на півдні, поблизу Чернівців. Основними ландшафтними формами є ерозійно-зсувні грядогір'я з крутими схилами, масивними грядами, останцями і структурними терасами. Тут переважають світло-сірі опідзолені та дерново-буроземно-підзолисті ґрунти під дубово-грабово-буковими й буковими лісами. Інша частина району представлена долинно-увалистими височинами з сірими опідзоленими ґрунтами, які зайняті буково-дубово-грабовими лісами та орними угіддями.

Заставнівський район вирізняється закарстованими рівнинами з чорноземами та дубово-грабовими лісами, липово-кленовими і лучними комплексами. У Кіцмансько-Снятинському районі є ландшафти терасових рівнин, що варіюються від опідзолених чорноземів до заболочених заплів з болотними ґрунтами.

Новоселицький район лісостепових ландшафтів терасових рівнин розташований між схилами Хотинської височини на півночі та річкою Прут на півдні. Це алювіально-лесова рівнина Новоселицької улоговини, розчленована долинами приток Пруту, з висотами від 120 до 290 м н. р. м. Ландшафт схожий на Кіцманський район, але на півночі починається з високих останців терас

Пруту. На території біля сіл Мамалига і Стальнівці є карстові форми рельєфу, включаючи печери «Попелюшка» і «Буковинка».

Орні землі займають 70% площі, поселення – 12%, луки – 10%, а ліси лише 3%. Ступінь освоєння сягає 95%. Характерна наявність слабогалофітних лучних комплексів.

Дерелуйський район характеризується ландшафтами лісостепових ерозійно-зсувних улоговин. Він обмежений річкою Прут на півночі, стрімкими схилами правобережжя річки Дерелуй і Тарашанської височини на сході та схилами Чернівецької височини на півдні та заході. Основними ландшафтами є циркоподібні ерозійно-зсувні рівнини, розташовані в межах Дерелуйської тектонічної улоговини та басейну річки Дерелуй. Тут також зустрічаються геокомплекси правобережжя прутської долини (нижньо- і середньотерасові місцевості) та високі прутські тераси з опідзоленими чорноземами.

Чернівецький район з ландшафтами горбисто-пасмових височин розташований між річкою Прут на півночі та стрімкими схилами височини з усіх інших боків. Висоти коливаються від 170 м до 541 м на горі Цецино. Район має горбисто-пасмові ерозійно-зсувні ландшафти з буковими, ялицево-буковими, дубово-грабово-буковими лісами та луками. На півночі знаходяться заплави Пруту і тераси з чорноземами, на яких розташована західна частина Чернівців. Ліси займають 35%, орні угіддя — 40%, луки — 9%, а ступінь господарської освоєності — 68%.

Висновки до розділу 2

1. У тектонічному відношенні територія дослідження є частиною субширотного Буковинського підняття, яке розташоване в зоні зчленування Карпатської складчастої структури з Волино-Подільською плитою (ВПП), яка є самостійною окраїнною структурою Східноєвропейської платформи.

2. Дослідження тектонічної будови зовнішньої зони Передкарпатського прогину показало, що в ранньому міоцені ця територія залишалася сушею, а опускання розпочалося в середньому міоцені. В

пізньотортонський та ранньосарматський часи прогинання стало інтенсивнішим, що призвело до накопичення осадових відкладів. Зовнішня частина прогину розташована на платформній основі з крейдовими, юрськими та палеозойськими породами, на яких залягають товщі тортону і сармату. Тектонічна структура ускладнена флексурно-розривними зонами, які визначають товщину та повноту осадових розрізів.

3. Геологічний розріз досліджуваної території включає утворення трьох структурних поверхів і охоплює породи різних вікових груп, починаючи з архейського періоду і до пліоценових відкладів верхнього міоцену.

4. Сучасний рельєф характеризується різноманітними формами, створеними ерозійними, карстовими процесами та товтровими утвореннями, що свідчить про активні геоморфологічні процеси, що формують територію.

5. Русло річки має звивисту форму, з численними вигинами та відгалуженнями, що створюють характерні меандри та анастомозні структури, що впливають на утворення заплави. Це свідчить про динамічні процеси, що визначають характер річкової системи в даній території.

6. Гідрографічні та гідрологічні умови території Передкарпаття характеризуються різноманіттям водоносних горизонтів, що зумовлене наявністю алювіальних галечників та суглинків різної водозбагаченості. Свердловини в районах міста Коломиї та Чернівців показують високі дебіти води, зокрема на терасах і галечникових відкладах.

7. Річка Прут характеризується паводковим режимом з різким підвищенням рівня води у весняно-літній період, що може призводити до весняних повеней із підйомом рівня води до 5 м. Межень спостерігається взимку. Мінералізація води варіюється в межах 0,2–0,4 г/дм³. За даними 1991 року, обсяг зважених наносів на гідростворі “Шипинці” складає 1298,7 тис. т/рік, а загальний обсяг наносів дорівнює 1363,6 тис. т/рік. Основний об’єм наносів складають частинки розміром від 0,01 до 0,5 мм (Борисенко, Бурлака, & Шевчук, 1991).

8. Досліджувана територія розташована на межі Карпатської гірської та Східноєвропейської полігенної рівнини, включаючи Передкарпатську область та Волинсько-Подільську височину. Рельєф є складним, з поєднанням рівнинних і передгірних форм, зокрема Прут-Дністровської хвилястої рівнини та Передкарпатського горбисто-грядового передгір'я. На території розташовані височини, такі як Хотинська височина з вираженими глибоко врізаними долинами та схилами, що піддаються зсувним процесам.

9. Клімат території дослідження варіюється в залежності від рельєфу і розподіляється на три зони: рівнинну, передгірну та гірську. Рівнинна зона характеризується м'яким кліматом з середньорічною температурою $+7-8^{\circ}\text{C}$ та кількістю опадів 600–800 мм, передгір'я має температуру $+6,5-7,5^{\circ}\text{C}$, а гірська зона – від $+1,5$ до $+6^{\circ}\text{C}$. Влітку спостерігається найбільша кількість опадів, а взимку випадає втричі менше. Вітровий режим змінюється в залежності від висоти, з переважанням північно-західних вітрів на рівнині. Зміни клімату, такі як підвищення температури та збільшення опадів, ведуть до зміни сезонності, що супроводжується екстремальними явищами, такими як посухи і паводки, а також деградацією ґрунтів та зменшенням водності малих річок.

10. Лісоутворюючими породами є дуб звичайний, дуб скельний, бук лісовий та граб звичайний. У заплавах річок переважають вільхові ліси, які відіграють важливу роль у стабілізації ґрунтів. Найпоширенішими лісами є грабово-дубові, які відрізняються багатим трав'яним покривом, а також буково-грабово-дубові ліси, що мають складну структуру і виконують важливі екологічні функції, зокрема збереження біорізноманіття та захист від ерозії.

11. На досліджуваній території сформувалися різноманітні ґрунти, зокрема світло-сірі та сірі опідзолені ґрунти, які переважають у лісостепових районах, на підвищених та розчленованих рельєфах. Темно-сірі опідзолені ґрунти поширені на пологих і спадистих схилах пагорбів у північній та східній частинах області. Опідзолені чорноземи зустрічаються на плато та пологих схилах слабогорбистого рельєфу, з переважанням середнього і важкосуглинкового складу.

РОЗДІЛ 3. МОРФОЛОГІЯ ДОЛИНИ Р. ПРУТ

3.1. Комплекс русла та низьких терас

Долина р. Прут у межах території досліджень сформована в міоценових породах, представлених неогеновими піщано-глинистими фаціями бадену. Днище долини з правого берегу на протязі всього досліджуваного відрізка обрамляється крутими схилами, розчленованими глибоко врізаними, досить короткими, V-подібними долинами приток. Натомість ліві схили перед “Чернівецькими воротами” та за ними, більш пологі.

На основі архівних даних інженерно-геологічних розвідок, з використанням геоінформаційних систем (ГІС), було проведено детальне моделювання поверхні неогенових глин та потужності алювіальних відкладів.

У ході дослідження здійснено:

- аналіз та узагальнення матеріалів інженерно-геологічних вишукувань, що включають бурові свердловини та стратиграфічні розрізи;
- створення цифрової моделі поверхні неогенових глин, яка дозволяє оцінити просторові зміни їхнього залягання, а також можливі деформаційні процеси (рис. 3.1);
- розрахунок потужності алювіальних відкладів, що включає визначення їхньої товщини, просторового поширення та змін у межах досліджуваної території;

На реконструйованій поверхні корінних порід (глин) в днищі р. Прут помітна значна нерівність рельєфу, яка не має вираженого відображення на сучасній земній поверхні (рис. 3.1).

Перед “воротами” абсолютні висоти корінних порід поступово зменшуються в напрямку течії річки, змінюючись від 162,0 м до 152,0 м. Також тут спостерігаються незначні пониження глибиною до 4 м, які є зонами підвищеного розмивання порід через зміну швидкості течії або різноманітні гідродинамічні особливості річки.

У межах перетину долиною “Чернівецьких воріт”, біля обох бортів характерні паралельні западини з абсолютними відмітками в діапазоні 147,0–150,0 м. Западини заповнені алювіальними русловими відкладами, потужність яких подекуди досягає 14 м.

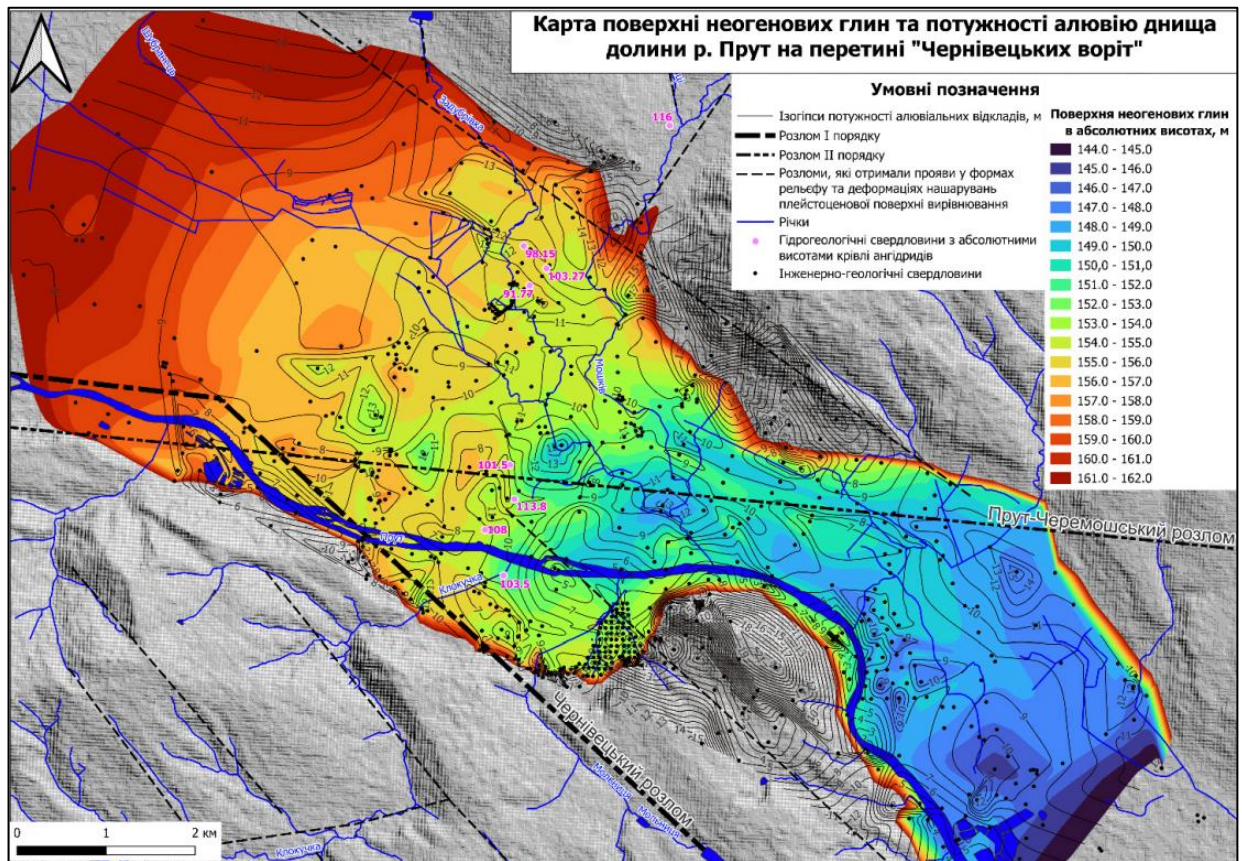


Рис. 3.1 Карта поверхні неогенових глин та потужності алювію днища долини р. Прут на перетині “Чернівецьких воріт” (Шавранський, 2024)

Ймовірно, формування западин пов’язане з ерозійною діяльністю річки, яка під час горизонтального зміщення русла поступово розмивала його ложе, створюючи локальні заглиблення, що згодом з’єдналися та утворили канал. Інша можлива причина — неоднорідність літологічного складу корінних порід, що зумовлює нерівномірний характер ерозійних процесів.

Геологічні дослідження, зокрема дані свердловин, підтверджують, що корінні породи в цьому районі представлені перешаруванням глин з прошарками та лінзами пісків косівської світи неогенового віку (N_{1ks}). Інтервали товщ пісків у розрізі є невитриманими та залягають неузгоджено.

У центральній частині, на відрізку, де днище долини затиснуте з обох боків відрогами височин (Чернівецької та Хотинської), виділяється помітне підвищення з абсолютною відміткою поверхні корінних порід 152,5 м. Це підвищення перекривається алювіальними відкладами товщиною від 7 до 10 м. Ймовірно, воно є залишком колишнього перекату, що виник внаслідок диференційованих вертикальних рухів тектонічних блоків. Такі рухи призвели до деформацій, які виявила М. Кожуріна (1956а) у поздовжньому профілі русла р. Прут.

Поздовжній профіль русла має вигляд деформованої кривої, що характеризується наявністю опуклостей, переломів і понижень. Ці морфологічні особливості свідчать про складні тектонічні процеси, які впливали на формування русла річки. Зокрема, опуклі деформації поздовжнього профілю Пруту чітко спостерігаються на Снятинській, Чернівецькій та Липканській ділянках.

Чернівецька ділянка демонструє деформації, пов'язані з активними розломними структурами, зокрема впливом Чернівецького розлому, що сприяє нерівномірному осіданню і підняттю окремих блоків земної кори.

Що свідчить про високу динамічність річкової системи в цьому районі, а також про вплив як ерозійних, так і тектонічних факторів на формування рельєфу долини.

Нижче по течії долина розширюється, де западини зникають біля центру днища. Середня потужність алювію становить 10 м, але в місцях виходу лівих приток в долину спостерігається значне збільшення алювію до 15 м, який за своєю будовою можна віднести до конусів виносу.

Долина має асиметричну форму: правий берег крутий, а лівий — широкий та вирівняний, з більш збереженим комплексом низьких надзаплавних терас. На цьому проміжку р. Прут приймає дві праві притоки (р. Клокучка, р. Мольниця) та три ліві притоки (р. Задубрівка, р. Шубранець, р. Мошків). Ширина долини на перших двох розрізах досягає 7 км, на третьому вона звужується до 4 км.

Тераси на лівому березі ширші, ніж на правому, а серед відкладів лівобережжя значно поширені лесові ґрунти. М. Кожуріна пов'язує це з тривалим процесом зміщення річища Пруту праворуч через підняття Подільської плити (М. Кожуріна, 1956а). На I–III терасах переважає акумуляція, а на вищих рівнях — ерозія.

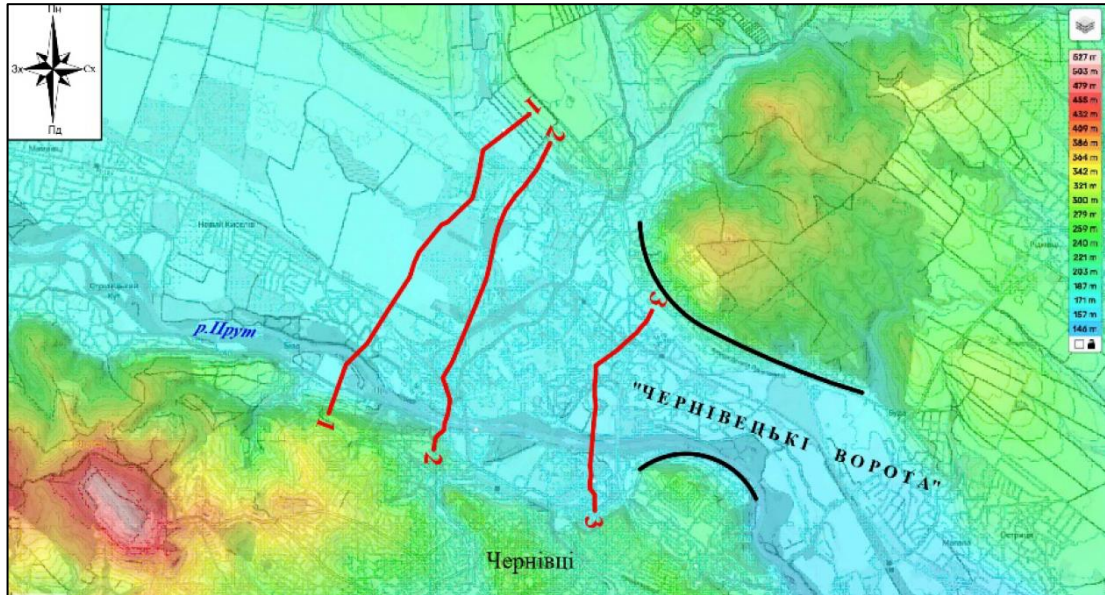


Рис. 3.2 Розташування розрізів 1-3 та “Чернівецьких воріт”
(Шавранський, 2024)

Згідно побудованих геологічних розрізів (рис. 3.2), русло річки покрито гравійно-галечниковим матеріалом, потужність якого досягає 3 м, проте через активний видобуток в річищі, місцями він відсутній. Заплава складається з двох рівнів: *низька заплава* має висоту 0,5–1,5 м над межею рівнем і ширину 150–350 м, складається з піщано-гравійно-валунного матеріалу; *висока заплава* 1,5-2,5 м зустрічається фрагментарно через регулярний антропогенний вплив, складається з обкатаної гальки та дрібнозернистого верстуватого, кварцпольовошпатового піску сірого, або зеленувато-сірого кольору з включенням уламків черепашок прісноводних молюсків. Абсолютні відмітки цоколя заплави на розрізах 1–3 становлять відповідно 159,5 м, 155,5 м та 150,0 м над рівнем моря (рис. 3.3, рис. 3.4).

На розрізі 1-1 спостерігається значне заглиблення корінних глин ближче до правого берега долини, яке становить 155,5 м, повторюючи відмітку цоколя

заплави на розрізі 2-2. Також на лівому березі долини є кілька ділянок з висотами, які притаманні заплаві, що ймовірно, свідчить про переаглиблення днища долини в плейстоцені (рис. 3.1).

Таблиця 3.1

Морфометричні параметри поверхні терасового комплексу Карпатських рік та Середнього Дністра за М. Векличем (1982) з виділеними діапазонами Прутських терас автором

Тераса	Відн. висота терас Карпатських рік	Відн. вис. Дністровських терас	Діапазон Прутських терас	Вік	Індекс	Грунт
XVI I	285-300		>270	Початок понту(?), пізньомеотичний(?)		
XVI	240-250	240	225-270	Знамянсько-бельбецький	zn – bl	iv?
XV	190-200	200	190-225	Іванківсько-салгирський	iv – sg	lm
XIV	170-180	180	160-190	Любимівсько-оскольський	lm – os	st
XIII	140-150	150	130-160	Севастопільсько-айдарський	st – aj	jr
XII	100-120	130	87,5-130	Ярківсько-кизилярський	jr – kz	bd
XI	80-90	120	77,5-87,5	Богданівсько-сіверський	bd – sv	bv
X	70-75	100	67,5-77,5	Берегівсько-березанський	bv – br	kr
IX	60-65	75	57,5-67,5	Крижанівсько-іллівський	kr – il	sh
VIII	50-55	60	47,5-57,5	Широкінсько-приазовський	sh – pr	mr
VII	40-45	50	37,5-47,5	Мартоносько-сузьський	mr – sl	lb
VI	30-35	45	27,5-37,5	Лубенсько-тілігульський	lb – tl	zv
V	20-25	35	18,5-27,5	Завадівсько-дніпровський	zv – dn	kd
IV	15-16	28	14,5-18,5	Кайдацько-тясминський	kd – ts	pl
III	12-14	22	11-14,5	Прилуцько-удайський	pl – ud	vt
II	7-10	15	6,5-11	Витачівсько-бузький	vt – bg	df
I	4,5-6	10	4,5-6,5	Дофінівсько-причорноморський	df – pc	hl
Заплава	1-4	1-5	0-4,5	Голоценовий	hl	hl

Відносна висота над врізом *I*-го терасового рівня коливається в межах від 2,5 м до 6,0 м (табл.3.1). Абсолютні відмітки цоколя на розрізах 1–1, 2–2, 3–3 становлять 157,0 м, 156,5 м та 152,0 м відповідно (Шавранський, 2023). На цьому рівні в серпоподібних пониженнях шириною до 100м та довжиною до 400м поширені алювіальні відклади стариць, що представлені легкими мулуватими та заторфованими суглинками та супісками. Центральна частина стариць зазвичай заболочена. Поверхня *I*-ї тераси ускладнена техногенними формами прорізається численними притоками, які мають обривисті береги висотою до 1,5м, що в багатьох випадках свідчить про неотектонічні вертикальні рухи блоків.

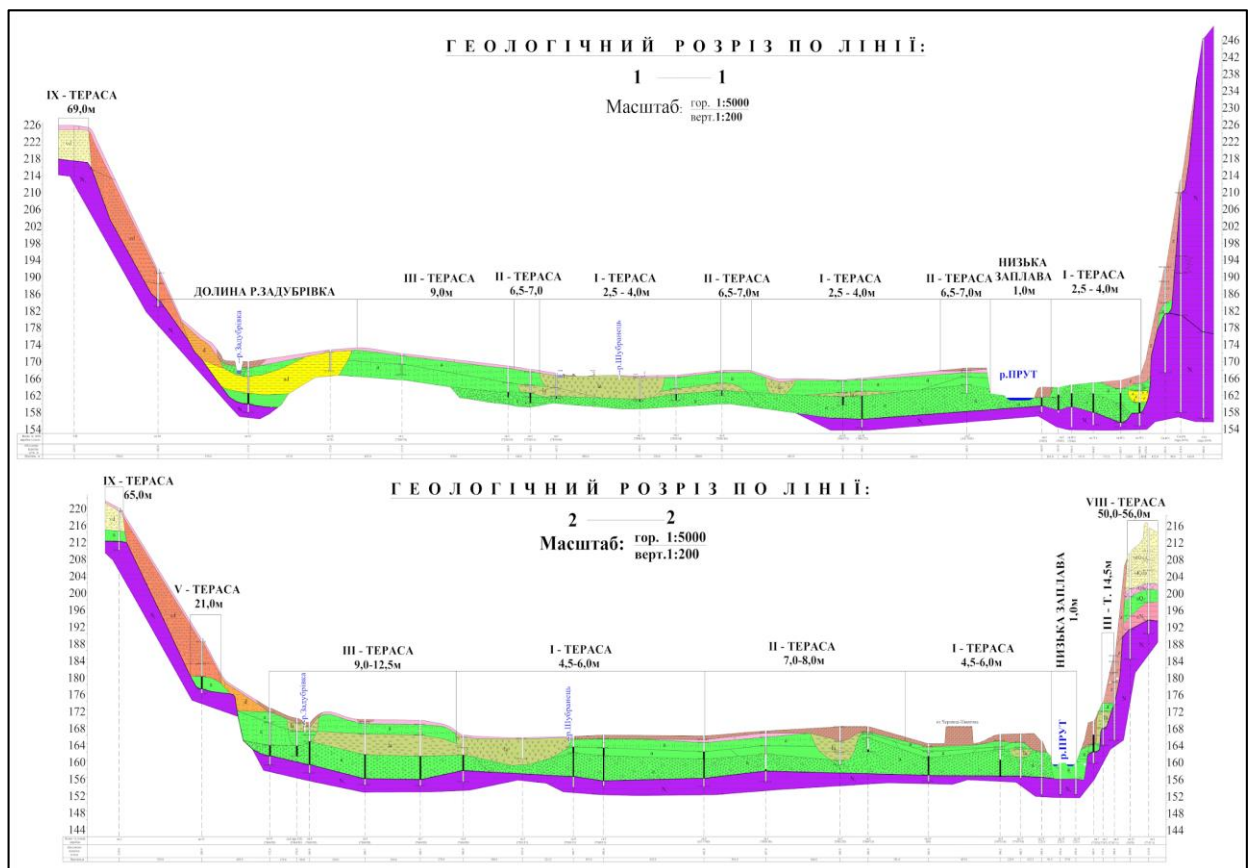


Рис. 3.3 Геологічні розрізи 1, 2 (Шавранський, 2024)

Розріз I тераси, згідно з даними інженерно-геологічних розвідок, представлений зверху донизу наступними шарами: насипний ґрунт або ґрунтово-рослинний шар потужністю від 0,2 до 1,5 м; далі, в залежності від гіпсометричного рівня, залягає бурий гумусований та мулуватий сірий

суглинок потужністю від 0,2 до 1,3 м; на підвищених ділянках під шаром ґрунту залягає важкий суглинок жовто-бурого кольору з зеленуватим відтінком потужністю до 3,5 м; інколи під жовто-бурим суглинком залягає сіро-жовтий легкий суглинок потужністю до 1,5 м, але в більшості випадків замість нього зустрічаються супіски та піски потужністю до 3,0 м (рис. 3.3).

Нижче залягають гравійно-галечникові відклади, представлені обкатаними та напівобкатаними уламками осадових порід (пісковик, кварцит), із заповнювачем у вигляді дрібнозернистого та середньозернистого кварцпольовошпатового, добре- та середньо-обкатаного піску жовтуватого-сірого кольору, інколи з голубувато-сірим відтінком. Підстиляють вищезгадані четвертинні товщі тверді сірі верхньоміоценові глини косівської світи (N_{1ks}) (Шавранський, 2023, 2024).

На понижених ділянках, залишених річкою та її притоками, характерні озерно-алювіальні старичні відклади (IaQ), що складаються з легких, або середніх мулуватих суглинків, інколи заторфованих, з гніздами дрібного піску та органічними рештками (викопна деревина, рослинні залишки, малакофауна тощо), сірого та голубувато-сірого кольору.

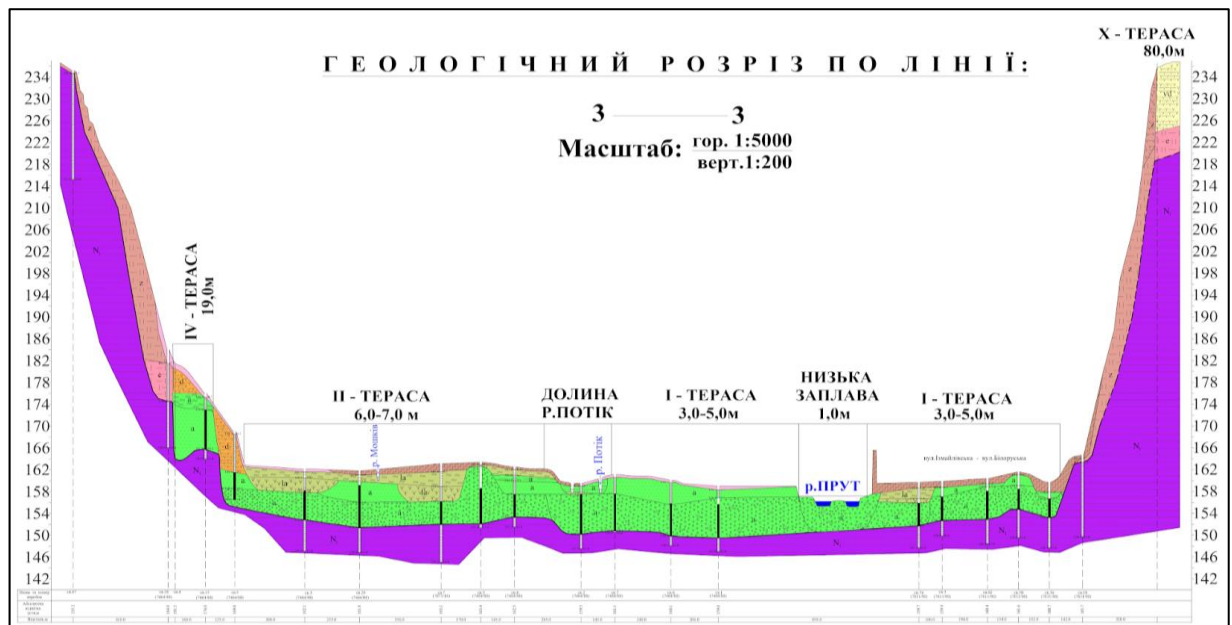


Рис. 3.4 Геологічні розріз 3 (Шавранський, 2024)

Радіовуглецевий вік деревини (^{14}C), вилученої з підшови старичного алювію під час проходження інженерно-геологічних свердловин у межах I-ї тераси в місті Чернівці (вул. Хотинська, 54в, свердловина №5), становить **2470 $\pm$ 29** років (BP) (FTMC-QK15-2) (додаток Б). Це значення вказує на те, що процеси накопичення старичного алювію в цій частині долини Прута відбувалися в середньому голоцені, що дозволяє простежити зв'язок із відповідними кліматичними змінами і гідрологічними умовами регіону.

У свою чергу, на I-й терасі поблизу уступу III-ї тераси (м. Чернівці, вул. Січова, свердловина №46), визначено радіовуглецевий вік деревини, що становить **2750 $\pm$ 29** років BP (FTMC-QK15-3) (додаток Б). Це свідчить про дещо давніший період алювіальних процесів на цій ділянці, що, ймовірно, відображає відмінності у фазах активності руслових систем, ерозійних процесах та умовах акумуляції.

Отримані результати датування чітко корелюються з *Фанагорійською* (*Phanagorian*) регресією Чорного моря, що тривала в інтервалі 2800–2400 BP. Цей період характеризувався суттєвим зниженням рівня моря, яке, за деякими оцінками, могло досягати - **3 м** відносно сучасного рівня (Yanko-Hombach, 2007).

Висота II-го терасового рівня варіюється від 6,5 до 8,0 м (табл.3.1). Абсолютні відмітки цоколя на розрізах 2–2 та 3–3 становлять відповідно 157,5 м та 153,5 м над рівнем моря. Поверхня вирівняна, простежується тільки на лівому березі. Ускладнена старичними формами в південно західній частині та поодинокими незначними по розміру пониженнями в центральній частині. При переході від I-ї тераси долини приток змінюють свій поперечний розріз стаючи широкими, заболоченими з поступовим пологим переходом. На розрізах 1–1, 2–2 зазнала значного розмиву лівими притоками, тому часто переривається висотами, які характеризують I-шу терасу.

Розріз II тераси: t – 0,0–1,5 м – насипний ґрунт; aQ_{II} – 1,6–4,1 м – суглинок важкий, грудкуватий з органічними рештками (деревина, малакофауна тощо), сірого, темно-сірого кольору; aQ_{III} – 2,0–6,9 м – супісок,

грудкуватий, мулуватий, сірий з прошарками коричневого та чорного заторфованого ґрунту; $aQ_{III} - 7,0 - 11,1$ м – гравійно-галечникові відклади, представлені обкатаними та напівобкатаними уламками осадових порід (пісковик, кварцит), заповнювач – пісок дрібнозернистий та середньозернистий, жовтуватого-сірий, інколи голубувато-сірий; нижче залягають тверді сірі верхньоміоценові глини (N_{1ks}) (рис. 3.3, рис.3.4).

III терасовий рівень зберігся лише на лівому березі, на перетині долиною «Чернівецьких воріт» відсутній. Висоти варіюються від 9,0 м до 14,0 м. Абсолютні відмітки цоколя на розрізі 2–2 коливаються від 159,0 м до 160,5 м над рівнем моря (Шавранський, 2023, 2024).

У розрізах тераси за даними розвідок спостерігається наступне: $t - 0,0 - 0,6$ м – насипний ґрунт; $eQ_{hl} - 0,7 - 1,0$ м – ґрунтово-рослинний шар, суглинок або супісок задернований, грудкуватий, коричневий; $aQ_{III} - 1,1 - 3,5$ м – суглинок середній з прошарками легкого, грудкуватий, коричнево-жовтий з прошарками сірої глини; $laQ_{III} - 3,6 - 8,3$ м – суглинок легкий, мулуватий, грудкуватий, голубувато-сірий; $aQ_{III} - 8,4 - 14,0$ м – гравійно-галечникові відклади, представлені обкатаними та напівобкатаними уламками осадових порід (пісковик, кварцит), заповнювач – пісок дрібнозернистий та середньозернистий, жовтуватого-сірий; нижче залягають тверді сірі верхньоміоценові глини (N_{1ks}) (рис. 3.3).

Рівень цоколя вищезгаданих терас вище та нижче «Чернівецьких воріт» однорідний, із невеликим нахилом від осі долини в протилежні сторони, та знаходиться на глибині 2,5–4,0 м відносно меженного рівня води. Проте на перетині «воріт» розташовані два паралельні переzagлиблені канали, де глибина цоколя збільшується до 6,0–7,5 м, що можна пояснити активнішими висхідними рухами на цій ділянці.

Серед руслового та старичного алювію р. Прут найчастіше зустрічаються викопні стовбури дерев та малакофауна, а серед заплавного та терасового – рештки мамонтової фауни представлені рештками самих мамонтів і також трапляються стовбури дерев.

Виходячи з досліджень решток 3-х зубів мамонта знайдених біля с. Цурень (нижче “Чернівецьких воріт”) при видобутку піщано-гравійної суміші із руслових відкладів I-ї тераси р. Прут, можна стверджувати про їх приналежність до середнього плейстоцену, або пізнього плейстоцену (Рідуш & Николин, 2014). Відповідно відклади стариць накопичувались в голоцені.

Неотектонічні рухи теж мали неабияку роль у процесі акумуляції наносів. З наближенням до “воріт” потужність алювію значно зменшується, що свідчить про висхідні рухи. Натомість у межах Новоселицької улоговини, беручи до уваги дослідження мамонтової фауни (Рідуш & Николин, 2014), наприкінці середнього та протягом пізнього плейстоцену переважають низхідні тектонічні рухи.

3.2. Комплекс середніх терас

Правий борт долини зазнав значного впливу зсувних процесів, які переважно виражені у зміщенні великих блоків, що охоплюють корінні глини. Унаслідок цього VII-X тераси простежуються лише фрагментарно, а тераси з III по VI можуть бути повністю відсутні.

IV тераса (14,5–18,5 м). Вище “Чернівецьких воріт” на лівому березі її ширина сягає 900 м, тоді як на правому березі вона не простежується (рис. 3.5). У межах “воріт” збереглася фрагментами, де її ширина коливається від 0 до 30 м біля підніжж крутих схилів.

Ширина збільшується до 400 м у ділянці, де глибоковрізані притоки впадають у долину Прута. На цьому етапі активна ерозія приток сприяє накопиченню осадів, що утворює псевдотерасу на конусі виносу. Така конфігурація рельєфу свідчить про інтенсивні гідродинамічні процеси, які впливають на формування ландшафту в даному регіоні.

Розріз IV-ї тераси (лівий берег, вул. Лук’яна Кобилиці, св. 12 (Залевський, Олійник & Полевецький, 2015, спр. 7601)) (рис. 3.5): 0,0 – 0,5 м – сучасний ґрунт; 0,5–4,5 м – супісок (лес) пластичний, грудкуватий, до 2,0 м

гумусований, макропористий, вапнистий, жовтий; 4,5–6,7 м – суглинок напівтвердий, грудкуватий, озалізнений, вапнистий, оглеєний, зеленувато-жовтий; 6,7–10,5 м – похований ґрунт (pl), суглинок тугопластичний, грудкуватий, озалізнений, оглеєний, вапнистий, сірувато-жовтий з бурим відтінком; 10,5–13,5 м – суглинок м'якопластичний, мулуватий, грудкуватий, трапляються прошарки піску, з поодинокими включеннями гальки до 2 см в діаметрі, голубувато-сірий, темно-сірий (al kd-ts); 13,5–15,0 м – глина тверда, шарувата, з прошарками пилюватого піску, зеленувато-сіра (N₁bd) (рис. 3.6).

Цоколь відносно меженного рівня річки в межах “Чернівецьких воріт” знаходиться на висоті 4,5 м, а перед ними – 3,5 м.

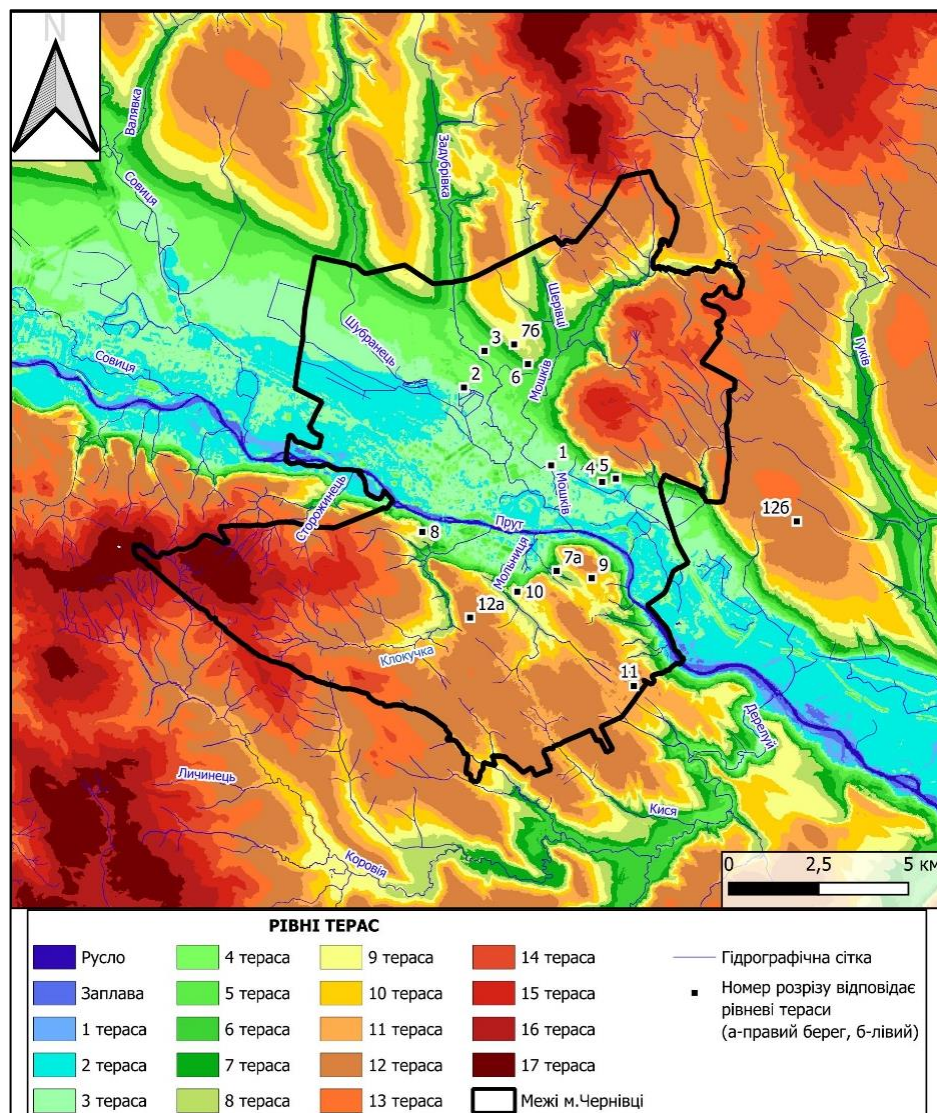


Рис 3.5 Карта терасових рівнів долини р. Прут в районі м. Чернівці (Шавранський, Рідуш, 2024)

V тераса (18,5–27,5 м) на лівому березі зазнала значної ерозії, та перекрита субаеральними відкладами; збереглася дрібними фрагментами. На правому – зруйнована зсувними процесами.

Розріз 1 (лівий берег, вул. Лук'яна Кобилиці, св. 42 (Залевський, Олійник & Полевецький, 2015, спр.7601)) (рис. 3.5): 0,0–0,4 м – сучасний ґрунт; 0,4–4,0 м – супісок (лес) твердий, шаруватий, грудкуватий, пилюватий, макропористий, зеленкувато-жовтий (bg); 4,0–5,3 м – суглинок тугопластичний, озалізнений, вапнистий, шаруватий, піщанистий (до 20 %), оглеєний зеленувато-сірий (vt?); 5,3–6,0 м – суглинок важкий, вапнистий, опіщанений, озалізнений, шаруватий (педоседименти до 50 %) (pl?); 6,0–6,2 м – плитка вивітрілого оолітового вапняку (d); 6,2–8,0 м – похований ґрунт (kd), суглинок тугопластичний, шаруватий, озалізнений, вапнистий, оглеєний, зеленувато-сірий, до чорного (85 %); 8,0–8,8 м – супісок твердий, шаруватий, глинистий, озалізнений, оглеєний (al zv-dn); 8,8–12,0 м – глина тугопластична, шарувата, з прошарками піску пилюватого, вапниста, озалізнена, зеленкувато-сіра (eN₁bd) (рис. 3.6).

На межі V–VI терас (бровка V тераси), біля підніж'я вододільних мисів збереглись пролювіальні відклади представлені обкатаним гравієм, з включенням уламків пісковиків, вапняків; заповнювач суглинок м'якопластичний, до 30 %, з поодинокими валунами пісковика. Перевищення цоколя відносно меженного рівня річки на ділянці Чернівецьких Воріт складає 18,5 м.

VI тераса (27,5–37,5 м). Її висоти представлені вузькими смугами до 100–200 м в нижніх частинах крутих схилів, також зруйновані зсувами або ерозією. Русловий алювій відсутній.

Розріз 1 (лівий берег, св. 2 (Шавранський, Олійник & Полевецький, 2020b, спр. 7601)) (рис. 3.5): 0,0 – 0,4 м – сучасний ґрунт; 0,4– 3,0 м – суглинок твердий, лесоподібний, до 0,8 м гумусований, макропористий, вапнистий (з 4,0 м журавчики) коричнювато-жовтий (dn); 3,0 – 4,5 м – похований ґрунт (zv) – суглинок, твердий, лесоподібний, сірувато-коричневий; 4,5 – 8,2 м – суглинок

тугопластичний, грудкуватий, зеленувато-жовтий, слабоозалізнений, вапнистий у вигляді включень та журавчиків (al lb-tl); 8,2–10,2 м – пісок пиловатий, середньої щільності, кварц-польовошпатовий, водонасичений, зеленувато-жовтий (N_1bd); 10,2 – 12,0 – глина тверда, шарувата, зеленувато-жовта, зеленувато-сіра з прошарками та присипками піску (N_1bd) (рис. 3.6).

Цоколь відносно меженного рівня річки перед “Чернівецькими воротами” знаходиться на висоті 27,0 м. Подекуди представлений товщами нижньосарматських пісків.

VII тераса (37,5 – 47,5 м) також оконтурює долину Пруту вузькою смугою до 150 м. Русловий алювій представлений дрібними добре-обкатаними пісками з включенням гальки та гравію до 30 %.

Розріз 1 (лівий берег, геріатричний пансіонат, св. 10 (Ридуш, Дымов & Полевецкий, 1988, спр.7530)) (рис. 3.5): 0,0 – 0,6 м – сучасний ґрунт; 0,6 – 5,4 м – суглинок напівтвердий, лесоподібний, грудкуватий, макропористий, до 1,3 м гумусований, марганцюватий, коричнувато-жовтий (dn?); 5,4 – 6,6 м – суглинок твердий, грудкуватий, коричневий з сірими плямами оглеєння (lb); 6,6 – 9,7 м – пісок дрібний, пухкий, середньої обкатаності, коричнуватий (al mr-sl); 9,7 – 11,0 – глина тверда, шарувата, зелена, зеленувато-жовта з прошарками та присипками піску (N_1bd) (рис. 3.4).

Розріз 2 (правий берег, вул. Гречаного, св. 4 (Залевский, Олейник, Бебых, друкман & Ридуш, 1988, спр.7464, кн.1)) (рис. 3.5): 0,0 – 0,5 м – сучасний ґрунт; 0,5 – 2,0 м – супісок пластичний, макропористий, лесоподібний, коричнувато-жовтий (dn?); 2,0 – 3,8 м – пісок дрібний, середньої щільності, кварцпольовошпатовий, обкатаний, з включенням гальки та гравію до 30% (у покрівлі плитка пісковика на карбонатному цементі) (al mr-sl); 3,8 – 10,0 м – глина тверда, до 5,5 м грудкувата, вивітрена (eN_1bd), далі шарувата, зелена, зеленувато-жовта з прошарками та присипками піску (N_1bd) (рис. 3.6).

Цоколь відносно меженного рівня річки перед та в межах Чернівецьких Воріт знаходиться на висоті 35,0 – 36,0 м.

VIII тераса (47,5 – 57,5 м) має значно більше поширення за попередню терасу, перед “воротами” на вододільних мисах приток сягає ширини 300–500 м із поступовим зменшенням до середніх течій де переходить у вузькі глибоко-врізані яри, або балки. На крутих схилах відсутня, або представлена псевдотерасами зсувного генезису.

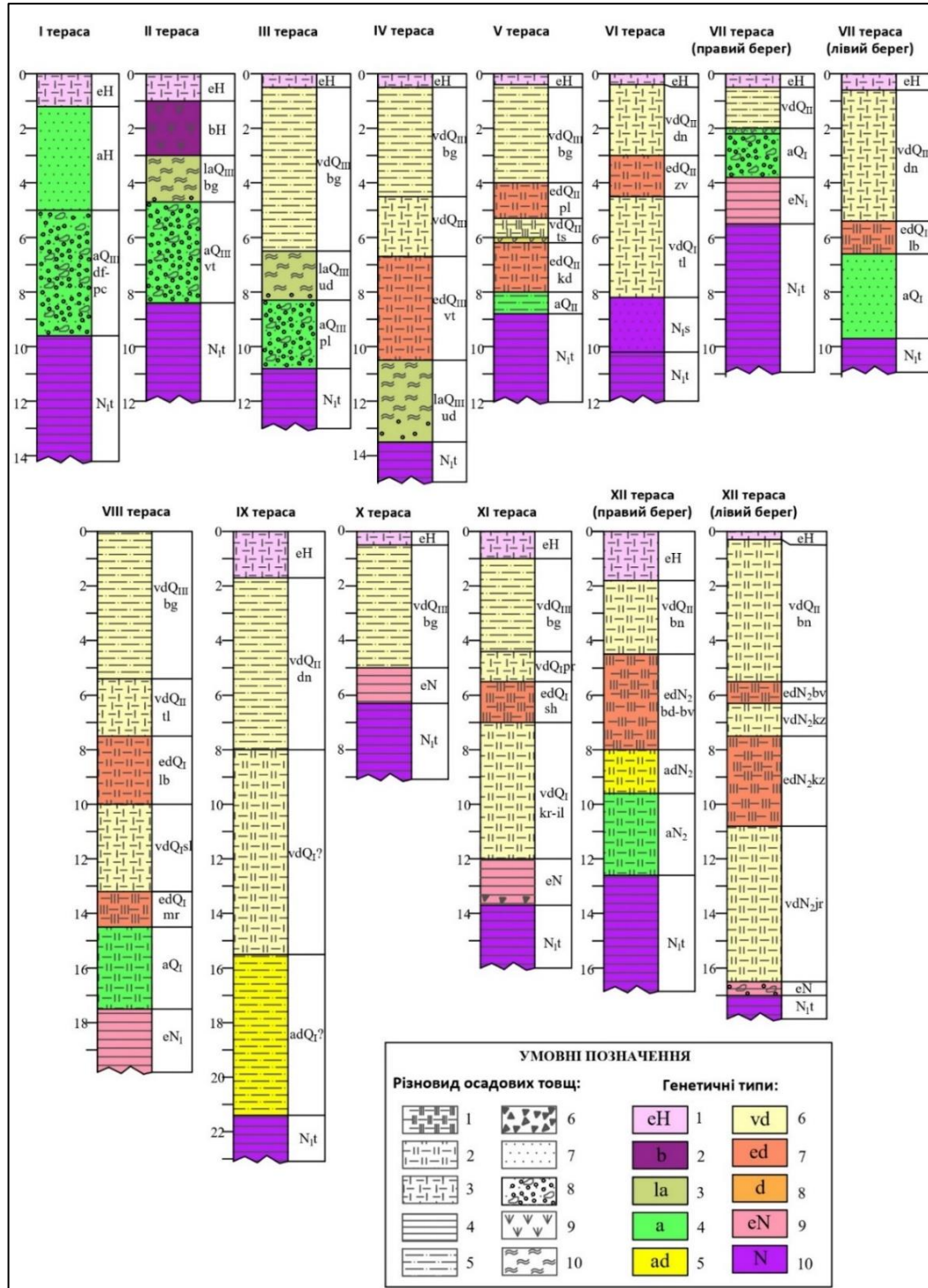


Рис. 3.6 Розрізи верхньокайнозойських відкладів в долині Пруту (умовні позначення на рис. 3.9)

Розріз 1 (правий берег, вул. Бережанська, св. 1 (Полевицкий та ін., 1991, спр.7747)) (рис. 3.5): 0,0 – 5,4 м – супісок твердий (лес), грудкуватий, макропористий, вапнистий, жовтий, коричнеувато-жовтий (dn?); 5,4 – 7,5 м – супісок пластичний, макропористий, вапнистий, коричнеувато-жовтий; 7,5–10,0 м – суглинок тугопластичний, жовтий з прошарками коричневого ембріонального ґрунту; 10,0–13,2 м – суглинок м'якопластичний, грудкуватий, вапнистий, коричнеувато-жовтий; 13,2–14,5 м – похований ґрунт представлений суглинком м'якопластичний, грудкуватим, темно-коричневим (mr); 14,5–17,5 м – суглинок м'якопластичний з прошарками тугопластичного, грудкуватий, в покрівлі коричнеувато-сірий, коричнеувато-жовтий, піскуватий, з лінзами пілуватого піску жовтого (al sh-pr); 17,5–21,8 м – суглинок тугопластичний (кора вивітрювання), грудкуватий, зеленувато-сірий, зеленувато-жовтий (eN₁bd); 21,8 – 25,0 м – глина тверда, шарувата, з прошарками пілуватого піску, зеленувато-сіра (N₁bd) (рис. 3.6).

Розріз 2 (лівий берег, с. Припруття, мис, св. 1 (Шавранський та ін., 2018, спр. 7846)), за межами карти): 0,0–0,5 м – сучасний ґрунт; 0,5–5,5 м – суглинок твердий, лес, до 3,2 м гумусований, макропористий, озалізнений, вапнистий, марганцюватий, коричнеувато-жовтий, до зеленувато-жовтого (dn); з 5,0 м – напівтвердий з поодинокими прошарками коричневого суглинку (ембріонального ґрунту); 5,5–6,2 м – глина тверда, шарувата з гніздами т прошарками пілуватого піску, озалізнена, вапниста (журавчики), зеленувато-жовта до зеленувато-сірої; 6,2–7,2 м – гравійно-галечникові відклади з обкатаних та напівобкатаних уламків осадових порід, заповнювач – пісок, дрібнозернистий, жовтий (al sh-pr); 7,2–8,0 м – пісок пілуватий, рихлий, кварц-польовошпатований, глинистий, з включенням слабо обкатаних валунів пісковика, сірувато-жовтий (al sh-pr); 8,0–15,0 м – глина тверда, шарувата, зеленувато-жовта перешаровується з зеленувато-сірою, озалізнена, з журавчиками (N₁bd) (рис. 3.6).

Цоколь відносно меженного рівня річки на всьому відрізку долини знаходиться на висоті 40,0–42,0 м.

IX тераса (57,5 – 67,5 м) фрагментарно поширена у верхніх частинах крутих схилів долини Пруту.

Розріз 1 (правий берег, вул. Смотрицька, св. 4 (Олійник та ін., 2018, спр.7820)) (рис. 3.5): 0,0–1,7 м – сучасний ґрунт; 1,7–8,0 м – супісок твердий, лесоподібний, макропористий, в покрівлі гумусований, озалізнений, в підшві шару з прошарками пилюватого піску, зеленувато-жовтий (dn); 8,0 – 15,5 м – суглинок тугопластичний з прошарками м'якопластичного, грудкуватий, озалізнений, оглєсний, зеленувато-жовтий; 15,5 – 21,4 м – супісок пластичний, макропористий, озалізнений, зеленувато-жовтий до зеленувато-сірого; 21,4–23,0 м – глина тверда, шарувата, з присипками та прошарками пилюватого піску, зеленувато-жовта, зеленувато-сіра (N₁bd) (рис. 3.6).

Цоколь відносно меженного рівня річки на всьому відрізьку долини знаходиться на висоті 45,0–49,0 м.

3.3. Комплекс високих терас

Високі тераси Прута представлені кількома рівнями, які відображають послідовність розвитку річкової системи. Найдавніші з них сформувалися ще в пліоцені й на початку плейстоцену, коли активні тектонічні рухи сприяли підняттю території та врізанню русла річки.

X тераса (67,5 – 77,5 м) фрагментарно поширена на правому березі та вузькою смугою на лівому, поза звуженням “Чернівецьких воріт” (рис. 3.5).

Розріз 1 (правий берег, останець г. Винна, св. 5 (Залевський та ін., 2018, спр. 7827)) (рис. 3.5): 0,0–0,5 м – сучасний ґрунт; 0,5–5,0 м – супісок твердий, лесоподібний, в покрівлі гумусований, макропористий, вапнистий, коричнувато-жовтий, зеленувато-жовтий; 5,0–6,3 м – суглинок напівтвердий з прошарками тугопластичного, грудкуватий, вапнистий, зеленувато-жовтий; 6,3–20,0 м – глина тверда, шарувата, з присипками та прошарками пилюватого піску, зеленувато-жовта, зеленувато-сіра, сіра (N₁bd) (рис. 3.6).

Цоколь відносно меженного рівня річки на досліджуваному відрізку долини знаходиться на висоті 58,0–63,0 м.

XI тераса (77,5–87,5 м) обмежено поширена у південно-східній частині міста та біля с. Остриця, що прилягає до долини р. Дерелуй.

Розріз 1 (св.19) (рис. 3.5) (Руденко та ін., 1984, спр.54): 0,0–1,0 м – сучасний ґрунт; 1,0–5,5 м – супісок твердий, лесоподібний, до 2,2 м гумусований, грудкуватий, вапнистий з глибиною пластичний, зеленувато-жовтий; 5,5–7,0 м – похований ґрунт – суглинок м'якопластичний, грудкуватий, коричневий (sh); 7,0–13,0 м – суглинок тугопластичний, грудкуватий, вапнистий, місцями супісок, зеленувато-жовтий (kr-il), в підшві піскуватий, з включенням жорсткої детритового вапняку (eN₁bd); 13,0–20,0 – глина тверда, шарувата, з прошарками кварц-польовошпатового, жовтуватозелена (N₁bd) (рис. 3.6).

Цоколь відносно меженного рівня річки на досліджуваному відрізку долини знаходиться на висоті 69,0–72,0 м.

XII тераса (87,5–130,0 м) займає найбільшу площу в правобережній частині м. Чернівці (окрім останця XIII-ї тераси на розі вул. Щербанюка – Героїв Майдану та відрогів Чернівецької височини (район Роша)), а також охоплює значні площі на лівобережжі, нижче Чернівецьких Воріт.

Розріз 1 (правий берег, південна частина пл. Соборна, св. 4) (рис. 3.5): 0,0–1,0 м – насипний ґрунт; 1,0–5,5 м – суглинок, напівтвердий грудкуватий, вапнистий (прожилки), до 2,8 м гумусований, макропористий, лесоподібний, коричнеувато-жовтий; 5,5–9,0 м – суглинок м'якопластичний, озалізнений, з домішками рослинних решток, грудкуватий, коричнеувато-жовтий; 9,0–10,6 м – суглинок напівтвердий, марганцюватий, вапнистий, без органіки, грудкуватий, зеленувато-жовтий; 10,6–13,6 м – суглинок напівтвердий, вапнистий, з рештками органіки, грудкуватий, мулуватий, голубувато-сірий із зеленуватим; 13,6–15,0 м – глина тверда, зеленувато-сіра, шарувата, з прошарками піску сірого (N₁bd) (рис. 3.6).

Розріз 2 (лівий берег, с. Магала, г. Липник, св. 7 (Залевский, 1990, спр. 7737)) (рис. 3.5): 0,0 – 0,3 м – сучасний ґрунт; 0,3 – 5,5 м – суглинок твердий (лес), грудкуватий, до 1,0 м гумусований, макропористий, коричнеувато-жовтий, з 3,0 м – зеленувато-жовтий, вапнистий (прожилки, журавчики); 5,5 – 6,3 м – похований ґрунт, твердий, грудкуватий, коричневий; 6,3–7,5 м – суглинок твердий, макропористий, жовтий; 7,5 – 10,8 м – похований ґрунт, твердий, грудкуватий, коричневий, коричнеувато-чорний (bd); 10,8–16,5 – суглинок тугопластичний, грудкуватий, вапнистий, піскуватий, зеленувато-жовтий (jr-kz); 16,5 – 16,7 м – глина тверда, грудкувата з включенням добре обкатаної гальки до 40 %, зеленувато-жовта (jr-kz); 16,7 – 17,0 м – глина тверда, шарувата, зеленувато-жовта, зеленувато-сіра (N₁bd) (рис. 3.6). Цоколь відносно меженного рівня річки знаходиться на висоті 90,0 – 100,0 м.

Серед субаеральних товщ IV – XII терас спостерігається виразна неоднорідність у поширенні грубоуламкового, обкатаного алювію (гравій, галечник). Зокрема, на лівому березі він представлений у значних кількостях і добре виражений на даних терасових рівнях. Натомість на правому березі такі відклади зустрічаються лише у вигляді поодиноких включень у суглинках або у складі вторинно перевідкладених глин. Ця відмінність, ймовірно, пов'язана з особливостями палеоруслової динаміки, різницею у швидкості водних потоків.

Вищі терасові рівні XIII – XVII можна виділити тільки в рельєфі, вони займають висоти Чернівецької та Хотинської височин. У геологічній будові субаеральних товщ здебільшого присутня кора вивітрювання корінних порід, делювій та зсувні нагромадження.

Через брак інженерно-геологічних досліджень у цій місцевості детальна характеристика геологічної будови вищих рівнів терас залишається проблематичною. Відсутність достатньої кількості стратиграфічних даних ускладнює точне визначення товщини відкладів, їхньої літологічної структури та вікових особливостей.

За матеріалами буріння, проведеного в межах м. Чернівці (правий берег), на рівні XII-ї тераси виявлено ряд субпаралельних палеодолин древніх водотоків (рис. 3.7).

Ці давні геоморфологічні форми представлені залишками колишніх русел та ерозійно-аккумулятивних структур, які сформувалися в результаті тривалих флювіальних і тектонічних процесів. Поховані долини простягаються у субпаралельному напрямку, що може вказувати на стабільність гідрологічної мережі в певні геологічні епохи або на вплив тектонічних дислокацій, які контролювали орієнтацію руслових процесів.

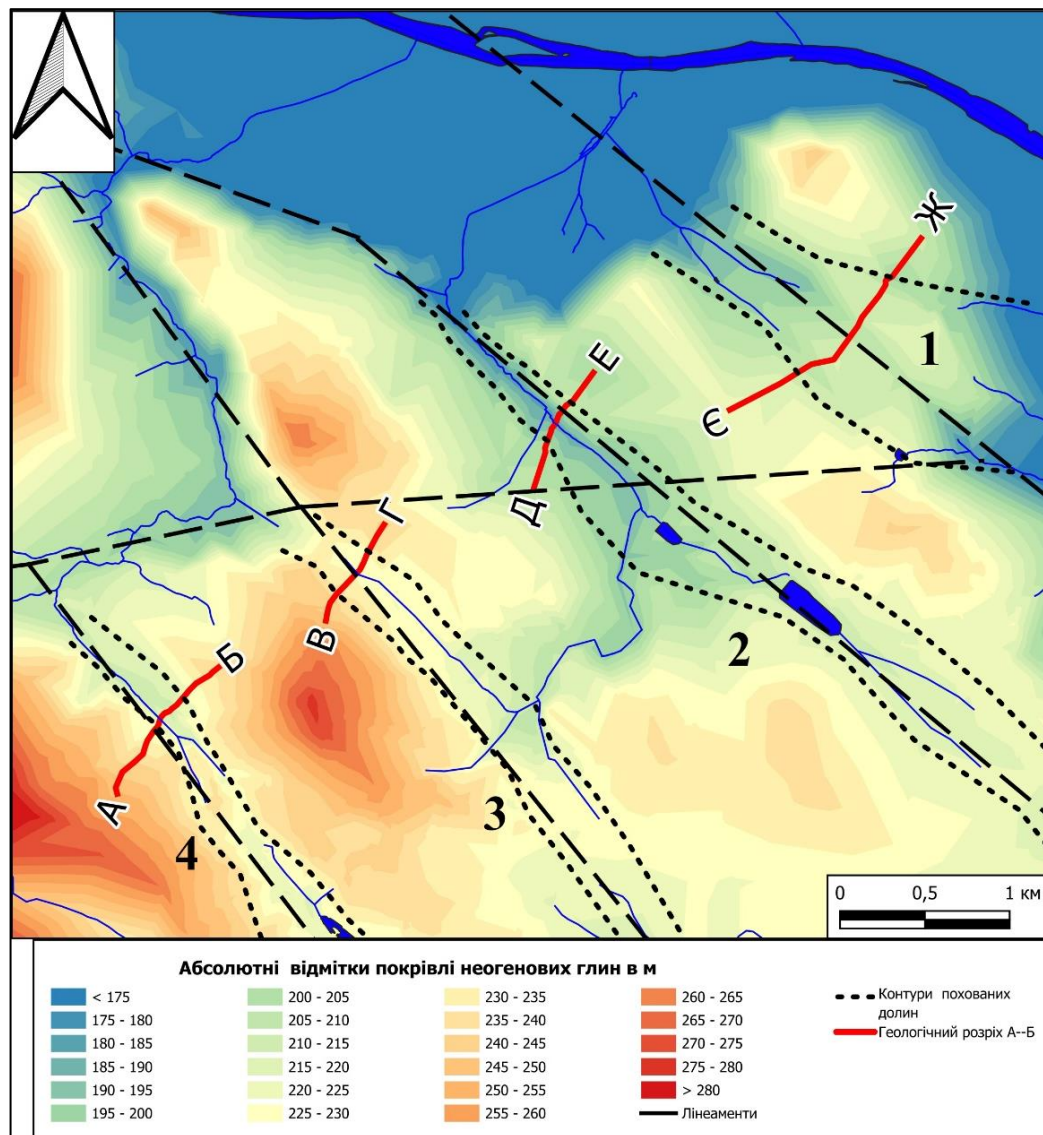


Рис. 3.7 Карта поверхні неогенових відкладів з тектонічними порушеннями та контурами палеодолин (з розташуванням геологічних розрізів)

Похована долина 4. У похованій долині (рис. 3.7), яка успадкована правою притокою р. Клокучка та лівою притокою р. Коровія можна виокремити кілька ключових геолого-геоморфологічних особливостей.

Географічне положення та морфологія. Долина розташована в межах XII тераси р. Прут (рис.3.5) та має південно західне простягання.

Вона простежується від гирла біля клубу “Роша” (абс. відм. покрівлі глин 204 м) і далі вздовж вул. Ковельської, де абсолютні відмітки покрівлі глин коливаються в межах 208–213 м. Потім вона біля будинку 106 на проспекті Незалежності (абс. відм. покрівлі глин 216 – 218 м) розділяється на дві притоки:

1. *Права притока* бере свій початок у районі вул. Героїв Майдану, 69, де абсолютна відмітка покрівлі глин становить 233 м.
2. *Ліва притока* простежується до готелю “Турист”, де покрівля глин знаходиться на рівні 227 м.

Вододіл між правою притокою р. Клокучка та лівою притокою р. Коровія в рельєфі невиразний, натомість на поверхні неогенових глин характеризується різким уступом (рис. 3.8).

У районі ТЦ “Проспект” (Залевський та ін., 2013, спр. 7208) виділяється значний уступ у покрівлі глин, який сягає 10 м (абс. відм. 228 – 238 м). Подібні різкі зміни рівня можуть бути наслідком зміни базису ерозії р. Клокучка та відповідно р. Прут, що свідчить про геологічну активність регіону в минулому.

Ширина вододілу між зазначеними водотоками становить близько 300 м, що вказує на відносно невелике розділення між сучасними руслами. У цьому районі відсутні детальні геологічні дослідження, проте аналіз рельєфу, стратиграфічних особливостей і геоморфологічних умов дозволяє припустити історичний зв’язок між цими водотоками.

Ймовірно, у минулому вони входили до складу єдиної річкової системи, витoki якої розташовувалися в підніжжях гори Цецино. Ця система формувалася в умовах змінного клімату та геодинамічних процесів, що

впливали на гідрологічну мережу регіону. Згодом, під впливом неотектонічних рухів, відбулося зміщення окремих блоків, що призвело до перебудови гідрографічної системи, зміни напрямку течії та часткового ізолювання водотоків.

Деформація русел, розмив і перехоплення потоків сприяли утворенню сучасної річкової мережі, в якій деякі водотоки зазнали врізання, а інші частково або повністю втратили зв'язок із первинною системою.

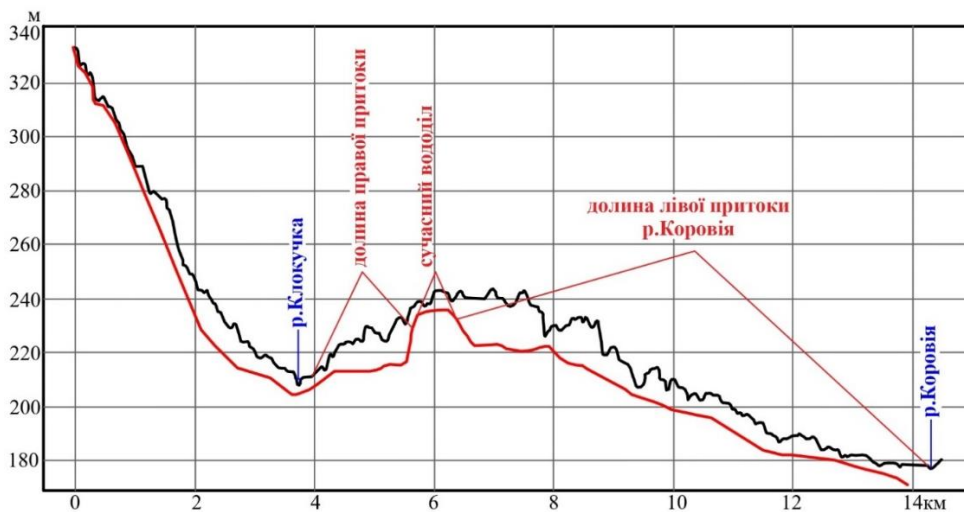


Рис. 3.8 Повздовжній розріз через поховану долину 4. Умовні позначення: червоною лінією наведено покрівлю корінних порід; чорною — сучасний рельєф.

Це підтверджується характерними ознаками рельєфу, зокрема наявністю залишкових ерозійних форм, невеликих реліктових долин і змінами у складі алювіальних відкладів. Унаслідок цих процесів сформувалася сучасна ерозійна долина річки Клокучка, яка врізалася в корінні породи, поступово перехоплюючи давній водотік.

Продовженням даної долини ймовірно була права притока р. Коровії (струмок в парку “Жовтневому”) (рис. 3.7).

Геологічна та геоморфологічна будова. Основу похованої долини складають товщі твердих неогенових глин зеленувато-жовтого, сірого кольору з прошарками та лінзами кварцпольовошпатового пілуватого піску сірого, або жовтого забарвлення. В днищі долини вони мають горизонтальне залягання шарів, натомість біля підніж'я схилів їм притаманна коса шаруватість.

Наприклад, максимальні кути падіння спостерігаються на пд. зх. схилах правої притоки р. Клоучка (спр. 7936, 2020), де досягають близько 70° , з азимутом падіння на північний схід.

Геологічну будову похованої долини успадкованої правою притокою р. Клоучка детально зображено на поперечному розрізі А – Б (рис.3.9).

Осадове заповнення днища та схилів долини складають: алювіальні, озерні, алювіально-делювіальні, делювіальні, зсувні та техногенні відклади, які представлені легкими, середніми суглинками та глинами, місцями заторфованими.

Розріз по свердловині №1 (рис. 3.9), пробурений у тальвезі похованої долини (Волкова, Дымов & Полевецкий, 1984, спр. 7255), представлений такими літологічними шарами: 0,0 – 3,0 м – насипний ґрунт (тН); 3,0 – 4,2 м – сучасний ґрунт (еН); 4,2 – 4,7 м – глина напівтверда, вапниста, озалізнена, з присипками пилюватого піску, з органічними рештками, коричнеувато-жовта; 4,7 – 6,7 м – глина напівтверда, вапниста (конкреції), озалізнена, марганцювата, піскувата, голубувато-сіра з грудками коричневої; 6,7 – 10,7 м – глина тверда, характеризується високим ступенем озалізнення та значним вмістом вапна у вигляді конкрецій, відомих як "журавчики" та лінзами піску, з 7,5м включення уламків черепашок (до 5% від об'єму), зеленувато-сіра, з голубувато-сіра, з 10,0 до 10,5м чорна; 10,7 – 12,7 м – суглинок тугопластичний, з домішками органіки, грудкуватий, мулуватий, голубувато-сірий, коричнеувато-сірий; 12,7 – 15,2 м – суглинок напівтвердий, з органічними рештками, грудкуватий, голубувато-сірий з коричневим, в підосві з лінзами дрібного піску; 15,2 – 16,9 м – глина напівтверда з органічними рештками, косошарувата ($15-20^\circ$), мулувата, сіра; 16,9 – 20,7 м – глина тверда, в покрівлі сильновапниста, без органіки, шарувата, зеленувато-сіра, сіра.

На правому схилі в алювіально-делювіальних відкладах та в алювію днища долини виявлені уламки детритового вапняку, які, ймовірно, походять

від ерозії та руйнування вапнякових прошарків. Основним джерелом цих уламків слугував останець, розташований у районі перехрестя вулиць Щербанюка та Героїв Майдану (Шавранський, Полевецький, 2021, спр. 7990), на жаль вапнякові верстви тут не збереглися, проте присутні лінзи сарматського піску з багатою фауною молюсків, поверх котрого й залягали ці вапняки.

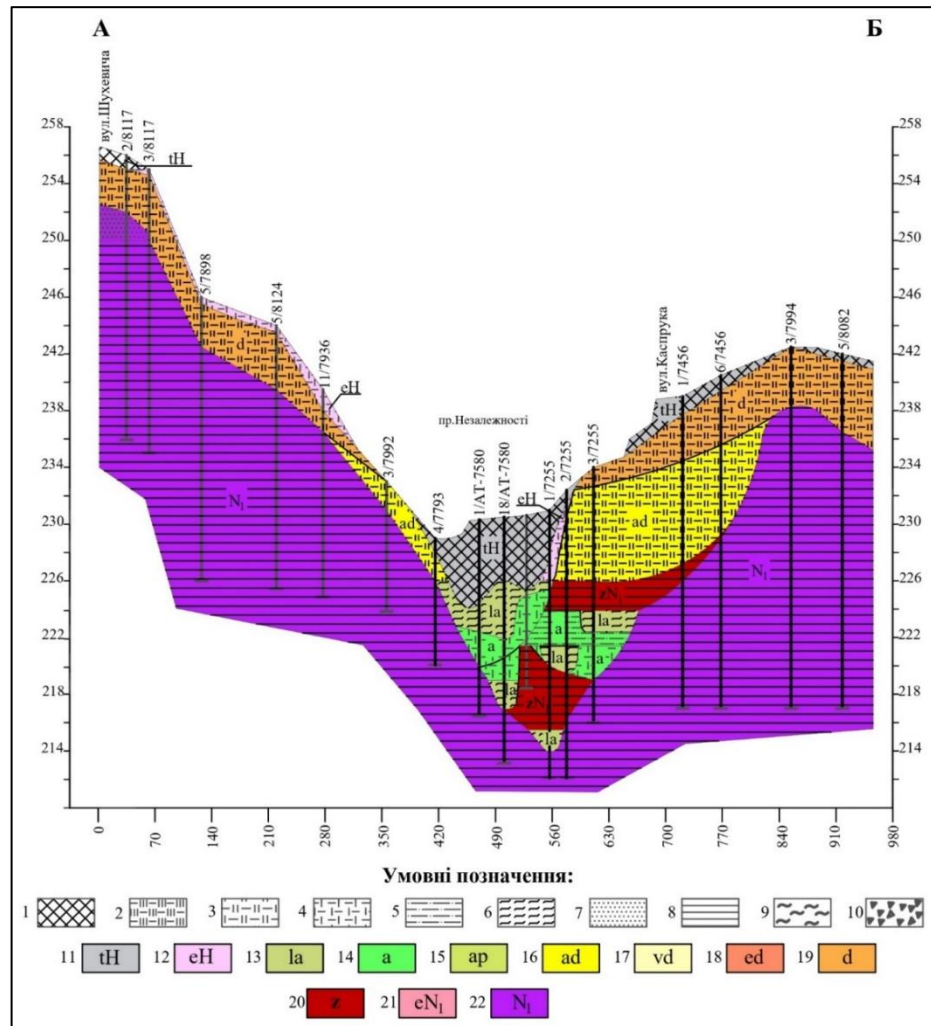


Рис. 3.9 Поперечний розріз похованої долини 4 по лінії А-Б. Умовні позначення. Літологічний тип: 1 – насипний ґрунт, 2 – важкий суглинок, 3 – середній суглинок, 4 – легкий суглинок, 5 – супісок, 7 – пісок, 8 – глина, 9 – мулуватість, 10 – щєбінь або дресва; Генетичні типи: 11 – техногенний, 12 – елювіальний (голоцен), 13 – озерний, 14 – алювіальний, 15 – алювіально-пролювіальний, 16 – алювіально-делювіальний, 17 – еолово-делювіальний, 18 – елювіально-делювіальний, 19 – делювіальний, 20 – зсувний, 21 – елювіальний (кора вивітрювання), 22 – корінний.

Значна кількість уламкового матеріалу у відкладах свідчить про активні процеси денудації та перенесення осадового матеріалу. Це може вказувати на

те, що в минулому в цьому регіоні діяли потужні водні потоки або зсувні процеси, які сприяли переміщенню уламкового матеріалу вниз по схилу.

Загальна потужність субаеральних відкладів суттєво змінюється: на лівому березі вона коливається від 3,0 до 7,0 м, у сучасному тальвезі – від 3,0 до 8,0 м, а на схилі правого берега досягає 19,0 м (рис.3.9).

Натомість глини, що формують борти похованої долини, успадкованої лівою притокою річки Коровія, характеризуються горизонтальною шаруватістю та підвищеною піскуватістю, що може свідчити про неоднорідні умови накопичення.

У днищі долини глини мають грудкувату, тверду консистенцію та темно-сіре забарвлення. Вони містять поодинокі включення дрібного, добре обкатаного гравію, що представлений переважно кварцом, пісковиком та роговиком. Наявність цих уламкових порід свідчить про їхній перенос із вищерозташованих ділянок, зокрема з сарматських відкладів, що збереглися та виходять на поверхню в районі гори Цецино. Таке поєднання структурних і текстурних особливостей глин може вказувати на значний вплив стародавніх гідродинамічних процесів у формуванні цієї ділянки рельєфу.

Похована долина 3 простягається вздовж успадкованих долин, а саме лівої притоки р. Мольниця та р. Кися, яка є лівою притокою р. Дерелуй.

Географічне положення та морфологія. Долина простежується в рельєфі від витоків лівої притоки р. Мольниця в районі перехрестя вулиць Героїв Майдану та Братів Руснаків де її загальна ширина між вододілами сягає 700м, абсолютна відмітка покрівлі корінних глин становить 231 м (рис. 3.10).

Далі долина проходить вздовж парку ім. Т. Г. Шевченка та на території колишньої кондитерської фабрики зливається з 2 притоками.

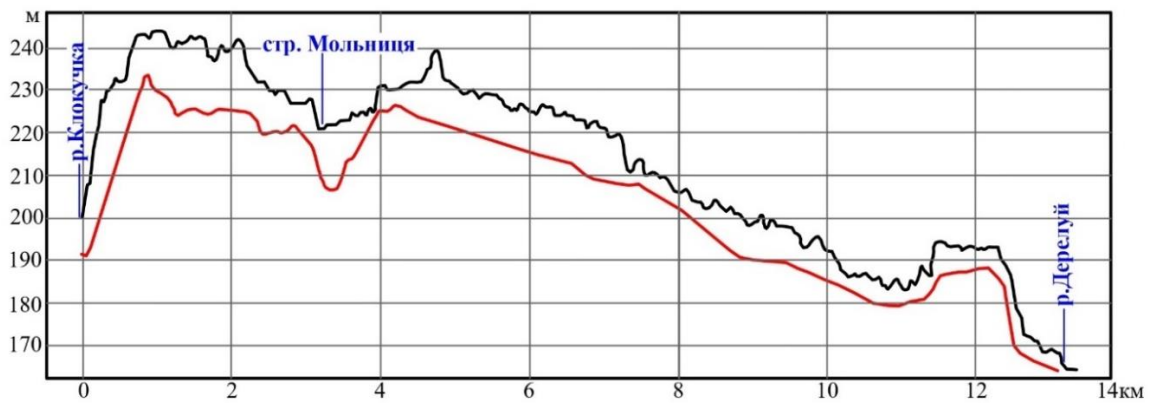


Рис. 3.10 Повздовжній розріз через поховану долину 3. Умовні позначення: червоною лінією наведено покрівлю корінних порід; чорною – сучасний рельєф.

Перша притока бере свій початок у північній частині університетського студмістечка, тоді як друга утворюється в районі станції «Чернівці-Південна», де проходить вододіл. Варто відзначити, що цей вододіл не виявляється як виражена топографічна форма в сучасному рельєфі, а також не відображається на реконструйованій поверхні неогенових глин (рис. 3.7). Для нього характерними є замкнуті пониження до 2 – 4 м.

Геологічну будову похованої долини детально зображено на поперечному розрізі В – Г (вул. Садова) (рис. 3.11).

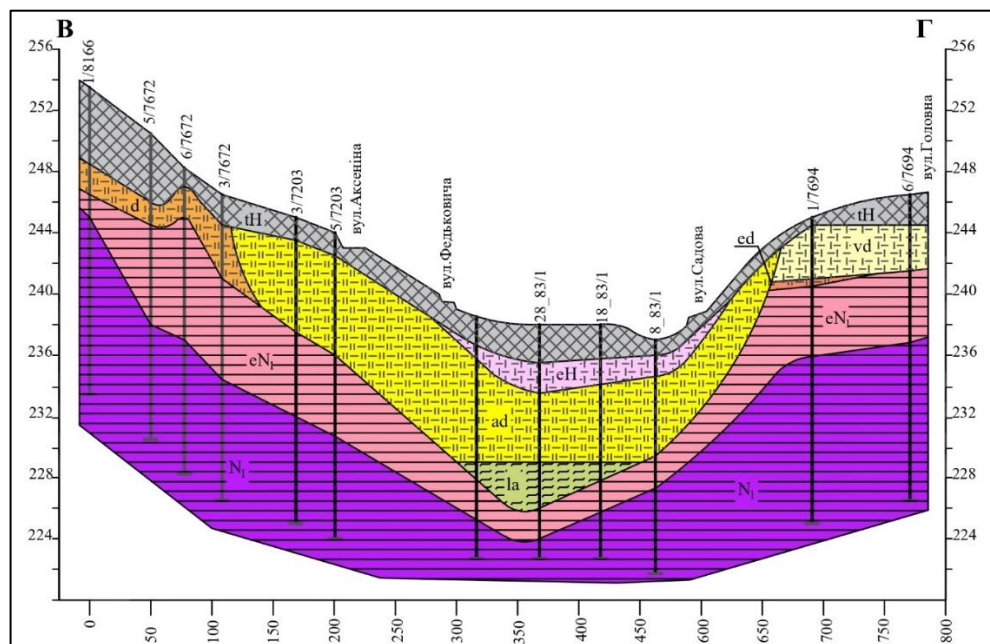


Рис. 3.11 Поперечний розріз похованої долини 3 по лінії В-Г (умовні позначення на рис. 3.9)

Осадове заповнення днища та схилів долини представлено комплексом різнотипних відкладів, серед яких домінують техногенні, еолово-делювіальні, алювіально-делювіальні, делювіальні, озерні та елювіальні (кори вивітрювання).

Загальна потужність субаеральних відкладів на лівому та правому березі долини є незначною, а в окремих ділянках ці відклади відсутні. З наближенням до тальвегу їх товща збільшується до 12м (рис.3.9).

Розріз свердловини №28 (рис. 3.11), пробуреної в тальвезі похованої долини, містить такі літологічні шари: 0,0 – 2,4 м – насипний ґрунт; 2,4 – 4,3 м – мулюватий ґрунтово-рослинний шар; 4,3 – 9,0 м – суглинок, грудкуватий, тугопластичний, вапнистий, жовтий, зеленувато-жовтий; 9,0 – 12,1м – суглинок тугопластичний, грудкуватий, піскуватий, мулюватий, зеленувато-жовтий з прошарками сірого; 12,1 – 15,0м – глина тверда, у покрівлі до 14,2м зеленувато-жовта, грудкувата, далі зеленувато-сіра, шарувата з прошарками пілуватого піску.

Похована долина 2 простягається вздовж успадкованих долин правої притоки річки Мольниця (в межах вулиці Комунальників) та лівої притоки річки Дерелуй. Вододіл між цими долинами не має чітко вираженого уступу та має ширину близько 600 метрів.

Геологічна будова цієї території характеризується різною потужністю субаеральних відкладів. У межах долин правої та лівої приток їхня потужність не перевищує 10 метрів. Водночас на вододілі, розташованому між струмками, товщина цих відкладів поступово зростає, досягаючи 14 метрів (рис. 3.7).

Геологічну будову похованої долини, успадкованої річкою Мольниця, детально проілюстровано на поперечному розрізі Д – Е (Руський міст) (рис. 3.12). У межах цього розрізу долина має асиметричну форму: її правий борт є більш крутим та вищим порівняно з лівим.

Днище долини заповнене потужною товщею техногенних насипних ґрунтів, що досягає 8 метрів. Ці відклади сформовані внаслідок антропогенної

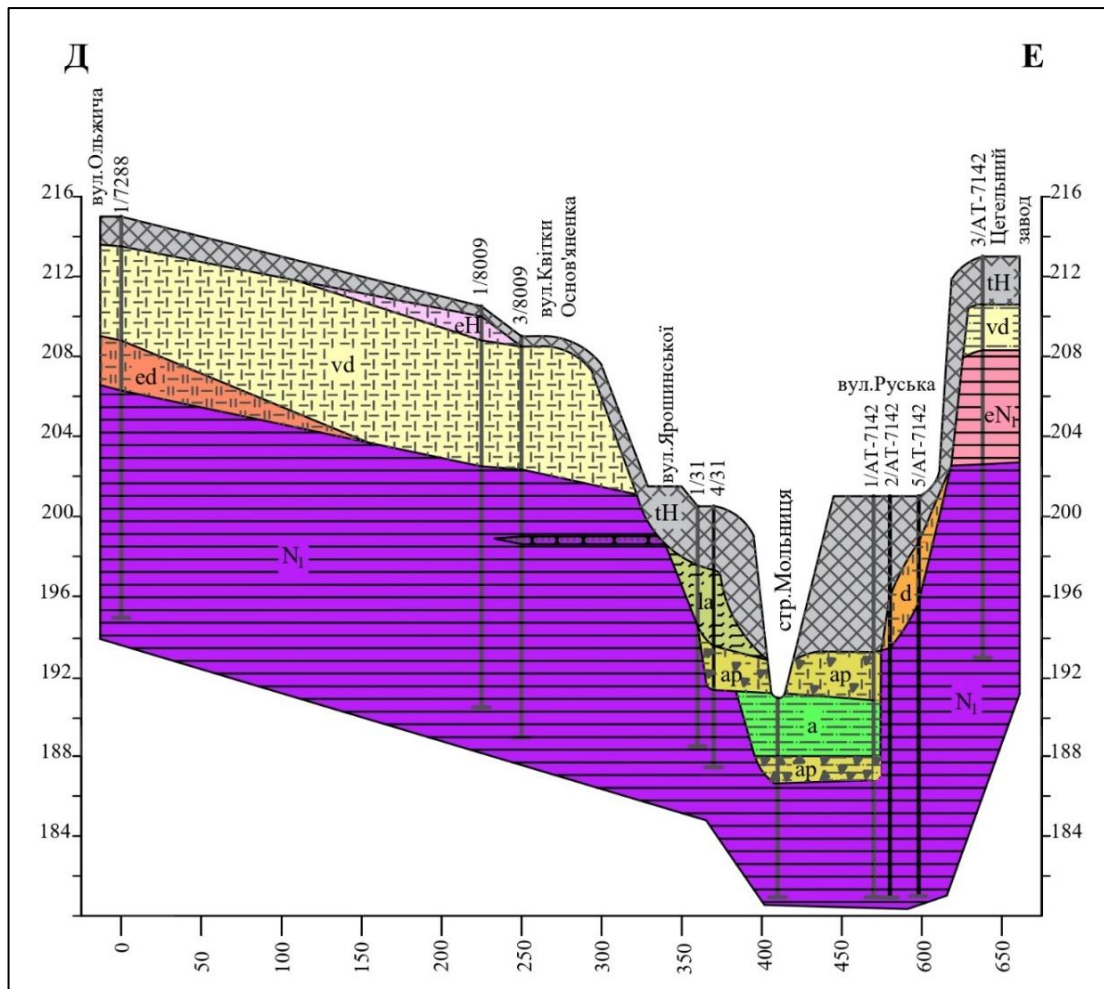


Рис. 3.12 Поперечний розріз похованої долини 2 по лінії Д-Е
(умовні позначення на рис. 3.9)

діяльності та містять різномірні домішки будівельного та побутового сміття. Нижче залягають алювіально-пролювіальні та алювіальні відклади загальною потужністю до 6 метрів. Вони представлені легкими суглинками та супісками, що містять домішки уламків сірого пісковика на вапнистому цементі.

Глибше в геологічному розрізі спостерігається перехід до більш давніх осадових порід, які формують основу долинного рельєфу – неогенових глин. Їхня будова суттєво впливає на гідрогеологічні умови району, зокрема на рівень ґрунтових вод та стійкість схилів.

Розріз свердловини №1 (Залевский, 1998, спр. АТ-7142) (рис. 3.12), пробуреної в тальвезі похованої долини, містить такі літологічні шари: 0,0 - 7,8 – насипний ґрунт; 7,8 - 8,7 м – суглинок напівтвердий, грудкуватий, в

покрівлі до 8,2 м. гумусований з включенням дресви, коричнувато-жовтий, зеленувато-жовтий; 8,7 - 10,2 м – суглинок тугопластичний, грудкуватий, з органічними рештками, сірий; 10,2 – 12,9 – супісок пластичний, грудкуватий, мулуватий, сірий; 12,9 -14,2 м – щебінь з уламків пісковика, заповнювач супісок, суглинок сірий до 30%; 14,2 – 15,0 м – глина тверда, в покрівлі грудкувата, зеленувато-сіра, з глибини 14,7 м сіра, шарувата.

Похована долина 1. На рівні ІХ тераси виявлено глибоку поховану долину 1 в районі вул. Гречаного (зараз успадкована долина правої притоки р. Мольниця (рис. 3.7), ймовірно один з паралельних каналів Палео-Пруту, який піддався вторинному розмиву ряду водотоків що сформували власні канали із місцевими вододілами, які є останцями алювію давнішого потоку.

Похована долина на розрізі Є – Ж (рис.3.13) виповнена супіщано-суглинистими відкладами потужністю до 20,0 м. На бортах долини корінні породи виходять на поверхню та мають сліди складчастої деформації, що свідчить про тектонічний чинник у формуванні палеодолини, або є проявом зсувних явищ. Загальний ухил поверхні корінних глин в північно-західному напрямку не перевищує кількох градусів.

Борти похованої долини 1 складені потужною товщею (до 18 м) еолово-делювіальних відкладів, представлених палевими, коричнувато-жовтими, макропористими, супіщаними лесами. Вони утворилися внаслідок тривалого накопичення пиловатих частинок, принесених вітром, і подальшої переробки їх делювіальними процесами. У товщі лесів трапляються проверстки пиловатих пісків, що свідчить про періоди активізації водної діяльності та чергування посушливих і вологих фаз клімату.

Прошарки похованих ґрунтів, складені середніми або важкими суглинками коричневого й темно-коричневого кольору, є важливими маркерами палеогеографічних умов. Вони вказують на періоди стабілізації поверхні, коли процеси ґрунтоутворення переважали над накопиченням осадового матеріалу.

Розріз свердловини №1 (Олійник та ін., 2018, спр.7820) (рис. 3.13), пробуреної в тальвезі похованої долини біля підніжжя останця, включає декілька літологічних горизонтів, що відрізняються за складом, фізико-механічними властивостями та забарвленням: 0,0 – 1,5 м – сучасний ґрунт; 1,5 – 3,0 м – суглинок тугопластичний, грудкуватий до 1,8м гумусований, коричневий, коричнувато-жовтий; 3,0 – 7,5м – супісок пластичний, грудкуватий, макропористий (лес), озалізнений, палево-жовтий з сірими плямами оглеєння; 7,5 – 15,5м – пісок пиловатий, середньої крупності, обкатаний, кварцпольовошпатовий, з 8,0 м насичений водою, жовтий; 15,5 – 20,0 м – глина тверда, грудкувата з тонкими прошарками пиловатого піску (до 2 мм), сіра.

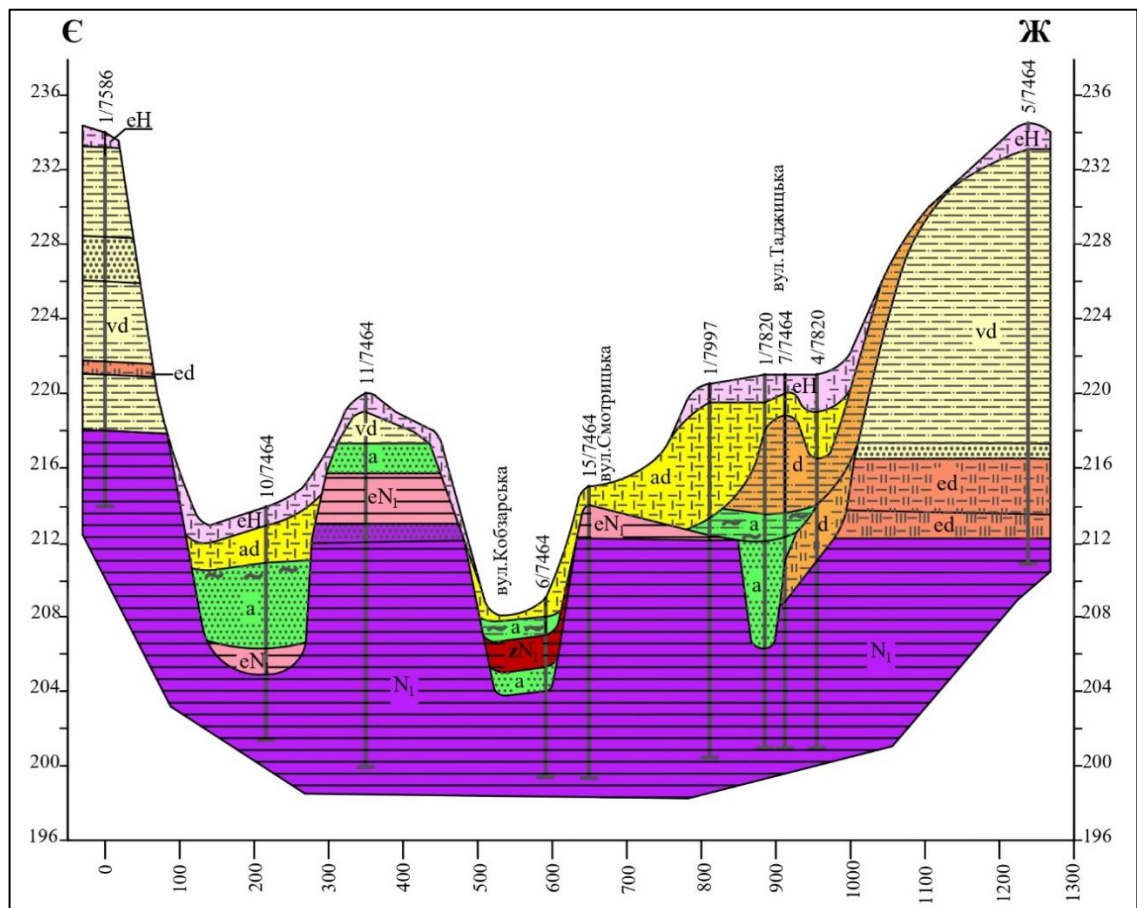


Рис. 3.13 Поперечний розріз похованої долини 1 по лінії Є - Ж
(умовні позначення на рис. 3.9)

З інженерно-геологічної точки зору, лесові відклади, що поширені в межах досліджуваної території, характеризуються макропористою

структурою та високою чутливістю до змін вологості. При зволоженні вони втрачають свою несучу здатність, що призводить до просідання ґрунту, утворення локальних деформацій та значних просадкових явищ. Ці процеси можуть ускладнювати будівництво та експлуатацію інженерних споруд, особливо без належного укріплення ґрунтів та дренажних заходів.

Пилуваті піски у складі розрізу можуть формувати водонасичені горизонти, які додатково підсилюють нестійкість схилів. Поховані ґрунти, залягаючи у різних горизонтах, можуть слугувати слабкими поверхнями, по яких відбувається зсувний рух. У сучасних умовах борти долини зазнають впливу ерозійних процесів і можуть бути потенційно небезпечними для господарського освоєння.

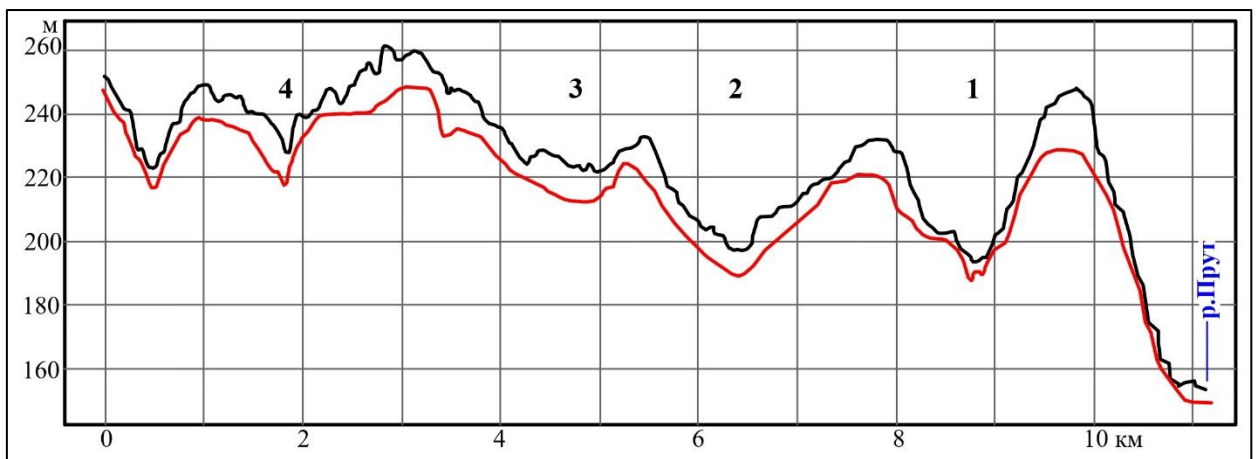


Рис. 3.14 Гіпсометричний поперечний профіль. Умовні позначення: чорна лінія – сучасна денна поверхня, червона лінія – поверхня неогенових відкладів; цифрами 1–4 позначені палеодолини, оконтурені на рис. 3.7.

Ці долини закладені вздовж тектонічних порушень північно-західного простягання, тобто паралельно до Карпатського орогену і переважно успадковані сучасними малими річками та їхніми притоками (рис. 3.7). Ряд лінеamentів розташовані також впоперек до цих розломів та, ймовірно, оконтурюють малі тектонічні блоки.

Згадані поховані долини за рівнем врізання можна поділити на дві групи (рис.3.14): перша включає 1 та 2 долину, друга – 3 та 4.

Перша група палеодолин сформувалася на рівні XI-ї тераси й розташована у безпосередній близькості до сучасної долини річки Прут. Вона оконтурює прилеглу територію, утворюючи мисоподібний виступ, що свідчить про тривалий вплив флювіальних процесів та ерозійної діяльності річки на формування рельєфу.

Друга група палеодолин розташована на рівні XII-ї тераси, приблизно за 4 км від сучасного русла Прута. Її закладання відбулося в умовах більш віддалених від річки геоморфологічних процесів, що свідчить про відмінності у стадіях розвитку долинної системи та можливу зміну водостоку в різні геологічні періоди. Таке розташування може бути пов'язане з давніми руслами річки, які зміщувалися під впливом неотектонічних рухів та зміни гідрологічного режиму.

Висновки до розділу 3

1. Геологічні дослідження, зокрема бурові свердловини та моделювання на основі ГІС, підтвердили значну нерівність поверхні корінних порід, яка не завжди має відображення на сучасному рельєфі. У межах "воріт" спостерігаються паралельні западини, заповнені алювіальними відкладами потужністю до 14 м, що, ймовірно, утворилися внаслідок ерозійної діяльності річки та неоднорідності літологічного складу порід.

2. Поздовжній профіль русла р. Прут демонструє складні морфологічні особливості, що свідчать про вплив тектонічних процесів. Особливо це помітно на Чернівецькій ділянці, де фіксуються деформації, пов'язані з активними розломами, зокрема Чернівецьким розломом, що спричиняє нерівномірне осідання та підняття окремих блоків земної кори.

3. Геологічні розрізи показали значні відмінності у заляганні корінних глин, особливо ближче до правого берега, що може бути наслідком плейстоценового переzagлиблення долини. Алювіальні відклади у серпоподібних пониженнях представлені легкими мулуватими та

заторфованими суглинками, що свідчить про давні процеси заплавного накопичення.

4. I-й терасовий рівень має складну будову, включаючи насипні ґрунти, гумусові суглинки, важкі жовто-бурі суглинки, а також гравійно-галечникові відклади з кварцитовими та пісковиковими уламками.

5. Радіовуглецеві дати деревини (2470 ± 29 BP у межах I-ї тераси та 2750 ± 29 BP поблизу III-ї тераси) підтверджують, що алювіальні процеси були активними в середньому голоцені, що збігається з фанагорійською регресією Чорного моря (2800–2400 BP).

6. II-й терасовий рівень, висотою 6,5–8,0 м, представлений важкими суглинками, супісками та гравійно-галечниковими відкладами. Він простежується переважно на лівому березі, де його поверхня ускладнена старичними формами. III-й терасовий рівень (9,0–14,0 м) також зберігся лише на лівому березі, а на ділянці “Чернівецьких воріт” відсутній.

7. III терасовий рівень р. Прут зберігся лише на лівому березі, а на ділянці “Чернівецьких воріт” відсутній. Його абсолютні висоти коливаються від 159,0 до 160,5 м. В основі тераси залягають гравійно-галечникові відклади, підстелені верхньоміоценовими глинами. На перетині “воріт” виявлено два паралельні переzagлиблені канали, що вказує на активні висхідні тектонічні рухи.

8. Геолого-геоморфологічна будова даної ділянки долини Пруту неоднорідна як через асиметричність долини, так і через наявність поперечного підняття у вигляді Цецинської (Цецинсько-Чернівецької) та Хотинської височини, що у місці перетину долиною утворює так звані “Чернівецькі ворота”. За межами “воріт”, асиметричність долини проявляється у більш стрімкому правому борту долини та більш східчастому лівому. У межах долини чітко вирізняється її днище, в межах якого розташовані висока та низька заплави, а також I та II тераси. Правий борт долини сильно уражений зсувними процесами, які проявляються здебільшого у зміщенні великих блоків, які захоплюють корінні глини. Тому тут лише

фрагментарно простежуються VII-X-та тераси, або взагалі не простежуються тераси з III по VI. У розрізах середніх та високих терас відсутній русловий алювій, що свого часу вже відмічалось М. Кожуріною (1956). Натомість широко розвинена XII-та тераса ярківсько-кизилярська (jr-kz), яка датується середнім пліоценом. У її поверхню врізані чотири прадолини діагонального північно-західного простягання, заповненні частково озерно-болотними відкладами. У південно-східній частині ареалу наявні доступні для вивчення розрізи XI-ї тераси.

9. Аналіз палеодолин у досліджуваному регіоні свідчить про їхню тісну залежність від тектонічних порушень північно-західного простягання, які орієнтовані паралельно до Карпатського орогену. Більшість цих долин успадковані сучасними малими річками та їхніми притоками, що вказує на значний вплив гідрологічних та геоморфологічних процесів упродовж їхньої еволюції. Наявність лінеаментів, що перетинають основні розломи, ймовірно, вказує на оконтурення малих тектонічних блоків, що підтверджує роль неотектонічної активності у формуванні рельєфу.

За рівнем врізання палеодолини поділяються на дві групи. Перша група сформувалася на рівні XI-ї тераси та розташована у безпосередній близькості до сучасної долини річки Прут, утворюючи мисоподібні виступи, що свідчить про активний вплив флювіальних процесів та ерозії. Друга група закладена на рівні XII-ї тераси та знаходиться на відстані приблизно 4 км від русла Прута, що вказує на її формування за умов більш віддалених від річки геоморфологічних процесів. Таке розташування свідчить про можливі зміни водостоку в різні геологічні періоди, що були зумовлені неотектонічними рухами та зміною гідрологічного режиму.

Таким чином, поховані долини є результатом складної взаємодії тектонічних, гідрологічних та геоморфологічних процесів, які впливали на розвиток долинної системи в умовах активної неотектоніки та динамічних змін русла річки Прут.

10. На лівому борту долини комплекс терас вище та нижче “воріт” простежується більш повно. Проте тут вони теж частково деформовані схиловими процесами. Як і на правому березі, широко представлена XII-та пліоценова тераса. Проте, як і на правому, в її будові відсутній русловий алювій.

11. Представлене стратиграфічне розчленування геологічної будови більшості терас (за виключенням I-ї та II-ї) має попередній характер і потребує подальшого уточнення методами палеогеографії (насамперед, палінологічне вивчення).

12. Отримані результати є важливими для реконструкції палеогеографічних умов формування долини, оцінки стійкості геологічного середовища, а також для планування будівельних робіт та прогнозування геодинамічних процесів. Використання ГІС-технологій дозволило підвищити точність просторового аналізу та детально візуалізувати структуру геологічного середовища.

РОЗДІЛ 4. ЧИННИКИ ТА ЕВОЛЮЦІЯ ДОЛИНИ Р. ПРУТ

4.1. Геолого-тектонічні чинники

Неотектонічно активні розломи в області взаємодії Українських Карпат і платформних рівнин характеризуються різною глибиною залягання, протяжністю та нерівномірним поширенням. Вони мають різну орієнтацію у просторі та демонструють періодичну зміну інтенсивності рухів земної кори. Такі особливості обумовлені неоднорідним розподілом тектонічних напружень під час їхнього зародження та подальших активізацій.

Територія Прут-Дністерського межиріччя в межах Чернівецької області є зоною контакту між Східно-Європейською платформою та Карпатським передовим прогином. У цьому регіоні товща порід розбита на численні тектонічні блоки, які поступово занурюються у бік передового прогину, утворюючи сходинкоподібну структуру.

Кожна з таких структурних сходинок містить окремі масиви тектонічних блоків, що формують макроблоки залежно від їхнього відносного підняття або опускання відносно сусідніх структур. Площа окремих тектонічних блоків варіюється від *10 до 50 км²*, а їхнє відносне зміщення може досягати 20 м. Водночас амплітуда зсуву між макроблоками може становити десятки метрів, що вказує на значну тектонічну активність регіону (Andreychouk et al., 2017).

Згідно з неотектонічним районуванням, Р. Спиця (2016) на досліджуваній території виділяє три підзони.

Перша підзона брилових і складчасто-блокових неоструктур сформувалася під впливом інтенсивних, контрастних, коливальних, вертикальних рухів земної кори, що відбувалися внаслідок неотектонічних процесів. Ці рухи зумовили формування складної геологічної будови регіону, в якій поєднуються елементи складчастої та брилової тектоніки.

З південного заходу підзона обмежена насувами Карпат, зокрема Стебницьким і Бориславо-Покутським, які відображають складну

геодинамічну історію становлення Карпатської складчастої системи та свідчать про значну горизонтальну й вертикальну мобільність блоків. З іншого боку, на північному сході вона межує з Чернівецьким розломом, який має характер скиду. Цей розлом є одним із ключових тектонічних елементів регіону, що визначає особливості глибинної будови земної кори та впливає на сучасну сейсмічну активність.

Геодинамічні умови, що супроводжували розвиток цієї підзони, зумовили утворення різнорівневих блокових структур із вираженими зміщеннями по глибинним розломам. Значні амплітуди вертикальних рухів у процесі її формування сприяли розвитку розривних дислокацій, локальному перерозподілу тектонічних напружень і подальшій активізації неотектонічних процесів, що тривають до сьогодні.

Друга підзона представлена дрібноблоковими (горстово-грабеновими) неоструктурами, які відзначаються високою рухливістю та нестабільністю протягом усього неотектонічного періоду. Її формування пов'язане з активною дислокаційною діяльністю земної кори, що призвело до утворення численних розломів, флексур і грабеноподібних структур, які сприяли нерівномірним вертикальним та горизонтальним зміщенням тектонічних блоків.

З південного сходу підзона межує з Чернівецьким розломом, який, як і у випадку першої підзони, відіграє важливу роль у регіональній тектонічній будові, контролюючи переміщення блоків земної кори та впливаючи на структурні особливості прилеглих територій. З північного сходу її окреслює трансрегіональна розломна зона Бердо-Нароль, що має скидовий характер і ускладнена системою флексур. Це свідчить про складний механізм деформацій у межах даної території, де поєднання розломних та згинальних дислокацій сприяє значним диференційованим рухам окремих блоків.

Підвищена рухливість цієї підзони, обумовлена активними неотектонічними процесами, визначає її високу сейсмічну чутливість і потенційну нестійкість рельєфу. Періодична активізація рухів у зоні розломів може призводити до розвитку інтенсивних гравітаційних процесів, таких як

зсуви. Це накладає певні обмеження на господарське освоєння регіону та вимагає ретельного геотехнічного моніторингу.

Третя підзона представлена бриловими неоструктурами, розвиток яких відбувався в умовах відносно слабовиражених коливальних рухів, що мали в більшості висхідний характер. Формування цієї підзони було зумовлене поступовими вертикальними переміщеннями земної кори, які не спричиняли значних розривних дислокацій, а натомість сприяли диференційованому підняттю окремих блоків, наприклад блок Хотинської височини.

На відміну від складчасто-блокових та дрібноблокових неоструктур, дана підзона характеризується меншою тектонічною активністю та стабільнішими геологічними умовами. Повільні висхідні рухи сприяли акумуляції осадових товщ, що місцями згладжували рельєф створюючи плавні переходи між морфоструктурними елементами.

Хоча розломна активність у межах цієї підзони менш інтенсивна, вплив неотектонічних процесів усе ще простежується у вигляді нерівномірного підняття окремих ділянок, що призводить до формування локальних денудаційних поверхонь і розвитку гравітаційних процесів, зокрема зсувів-потоків, селів та ерозії схилів.

У сучасних умовах територія підзони залишається відносно стабільною, однак тривалі неотектонічні підняття можуть впливати на гідрогеологічний режим, змінюючи рівень ґрунтових вод та умови дренажу. Це, у свою чергу, може мати значення для планування інженерних споруд і потребує врахування під час проведення детальних геотехнічних досліджень.

В південно-західній частині Волино-Подільської платформи, яка відокремлена Сторожинецько-Коломийською зоною розломів, розвинуті лінійно витягнуті полого складчасті структури, довгі осі яких мають північно-західне простягання. Протяжність окремих структур складає 20-28км при відстані між осями структур протилежного знаку 8-10км. Амплітуди висхідних рухів коливаються від 40м в межах синклінальних форм до 120-

160м в межах антикліналей. Максимальні градієнти вертикальних тектонічних рухів на крилах структур досягли в плейстоцені 0,029мм/км в рік.

Полого складчасті деформації ускладнюються розрізною сіткою парагенетично пов'язаних з ними зміщень північно-східного простягання. Особливий морфологічний прояв мають деформації плейстоценової поверхні вирівнювання в тектонічному блоці, який окреслений Сторожинецько-Коломийською та Чернівецькою зонами розломів північно-західного простягання та Прут-Черемошською зоною субширотного простягання. На протязі плейстоцену спостерігається підняття блоку вздовж Чернівецької зони розломів скидового характеру з поступовим збільшенням перекосу вздовж Прут-Черемошської зони, де амплітуди плейстоценових піднять коливаються від 160м (с. Банилів) до 300м (м. Чернівці). Максимальні градієнти тектонічних рухів в межах блоку збільшуються в північно-східному напрямку і складають 0,016мм/км в рік (Вольфман, Кендзера, & Пустовитенко, 1994, с.164).

Серед інших важливих тектонічних структур регіону, що суттєво вплинули на формування долини Пруту, слід виділити *Чорнівську улоговину*. Вона виконує роль природного кордону між південним блоком гори Козацька та основною частиною Хотинської височини. Ця улоговина має чітко виражений рельєф і простягається як продовження серії субширотно орієнтованих денудаційно-ерозійних заглиблень, що розташовані у верхів'ях лівих приток Пруту – Черлени, Рити, Рингача, Рокитни, Гукова, Мошкова.

Чорнівська улоговина є одним із найвиразніших елементів рельєфу регіону, а її межі чітко визначаються лініями річкових долин Гуків та Мошків. Її формування складно пояснити лише ерозійними або екзогенними процесами, оскільки характер залягання порід, морфологія схилів та геологічні особливості вказують на значний вплив тектонічних процесів. Вона, ймовірно, виникла як результат тривалих неотектонічних рухів, що спричинили формування тектонічної депресії, у яку згодом врізалися річкові потоки.

У період формування високих терас Пруту *Чорнівська улоговина* відігравала важливу роль у дренажній системі регіону. Вона функціонувала як транзитний канал для потужного водного потоку, що переміщував великі об'єми води та осадового матеріалу з прилеглих територій (Коржик, Чорней, Скільський, Буджак, & Токарюк, 2012). Ймовірно, на певних етапах розвитку долини Пруту ця улоговина могла бути частиною давньої річкової системи або тимчасовим руслом, що забезпечувало відтік вод у періоди підвищеної водності.

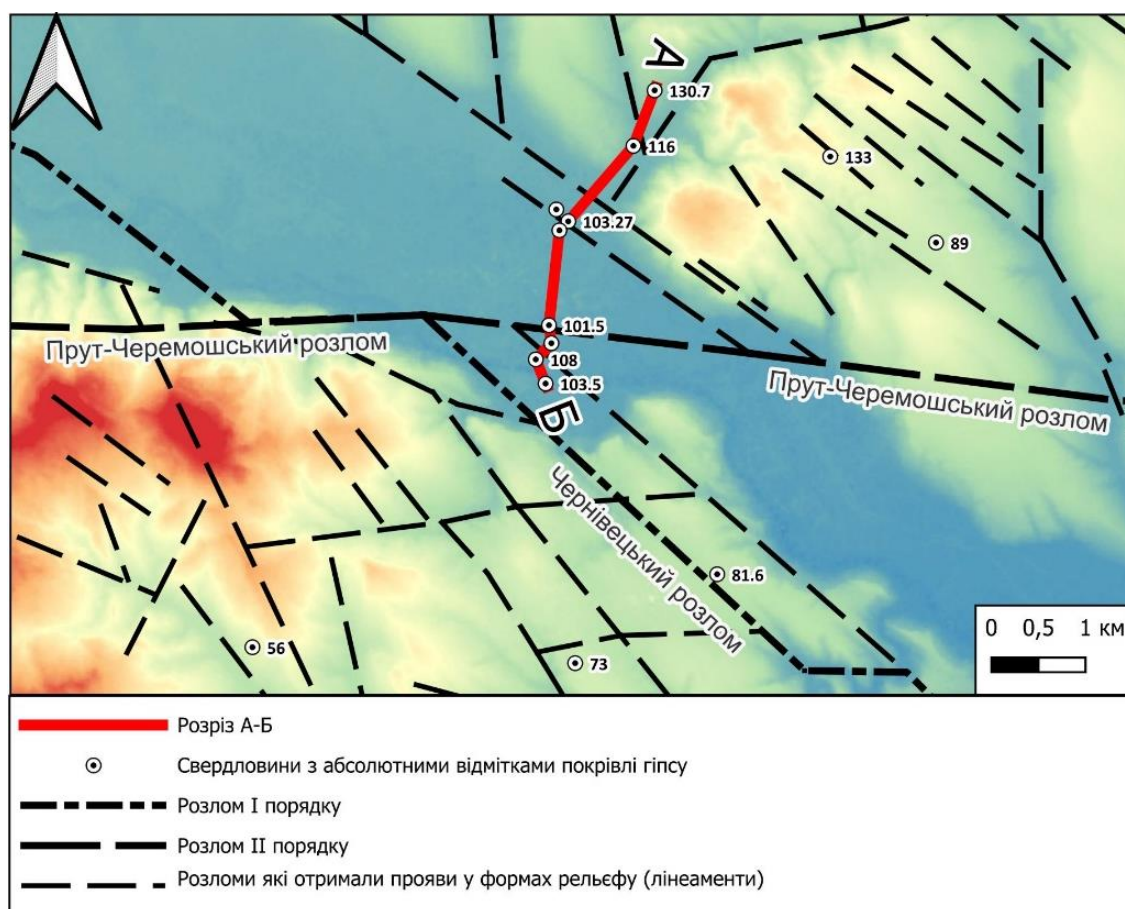


Рис. 4.1 Карта тектонічних порушень за (Вольфман, Кендзера, & Пустовитенко, 1994), з доповненнями автора

Також варто виділити північно-західний виступ Хотинської височини, який розташований на перетині кількох великих розломів: субмеридіонального простягання вздовж річки Задубрівка та субширотного Вербівці–Ржавинці. Цей район вирізняється підвищеною подрібненістю на мікроблоки з різними ступенями вертикальної дислокації, що спричинило

формування характерного рельєфу з глибокими долинами та ярами (Коржик, Чорней, Скільський, Буджак, & Токарюк, 2012).

У межах досліджуваного відрізка днища долини р. Прут за даними інженерно-геологічних свердловин №26, 43 (Цуканова та ін., 1987, спр.180) та №1-3 (Андрейчук та ін., 1986, спр.2039) в покрівлі тіраської світи виявлено несиметричну грабеноподібну структуру (рис.4.1). Вона, ймовірно, сформувалася внаслідок тектонічних порушень розривного або зсувного характеру, що призвело до вертикального та горизонтального зміщення окремих блоків земної кори (рис.4.2).

Зміщення порід не обмежується покрівлею тіраської світи, а охоплює і глибші шари. Це підтверджує продовження тектонічної активності після формування даних геологічних комплексів. Деформаційні процеси спричинили зміну просторового положення шарів: вони орієнтуються з північного сходу на південний захід, а амплітуда зміщень коливається від 8 до 20 м.

Грабеноподібна структура чітко окреслюється неотектонічними розломами, які визначають її межі та мають безпосередній вплив на сучасний рельєф. З північного сходу її окреслюють тектонічні порушення, що знаходять своє відображення у рельєфі у вигляді лінеamentів — витягнутих лінійних структур, які відповідають зонам розривних дислокацій. Ці лінеamenti свідчать про значну рухливість тектонічних блоків упродовж неотектонічного періоду та впливають на морфологічні особливості території.

З південного заходу межі структури визначаються великими регіональними розломами, серед яких Прут-Черемошський та Чернівецький (Вольфман, Кендзера, & Пустовитенко, 1994). Ці глибинні тектонічні порушення відіграють важливу роль у сучасній динаміці регіону, оскільки контролюють вертикальні та горизонтальні зміщення блоків земної кори. Вони також впливають на сейсмічну активність, гідрогеологічні умови та розвиток ерозійних і гравітаційних процесів.

Диференційовані рухи в межах грабеноподібної структури спричинили формування різнорівневих морфоструктур, що проявляються у вигляді системи піднять і знижень. Наявність регіональних розломів та їхня активізація упродовж четвертинного періоду визначали напрямок розвитку річкової мережі, утворення ерозійних долин, терас та процеси карстоутворення. Це підтверджує загальну тектонічну нестабільність регіону та складний механізм його морфоструктурної еволюції.

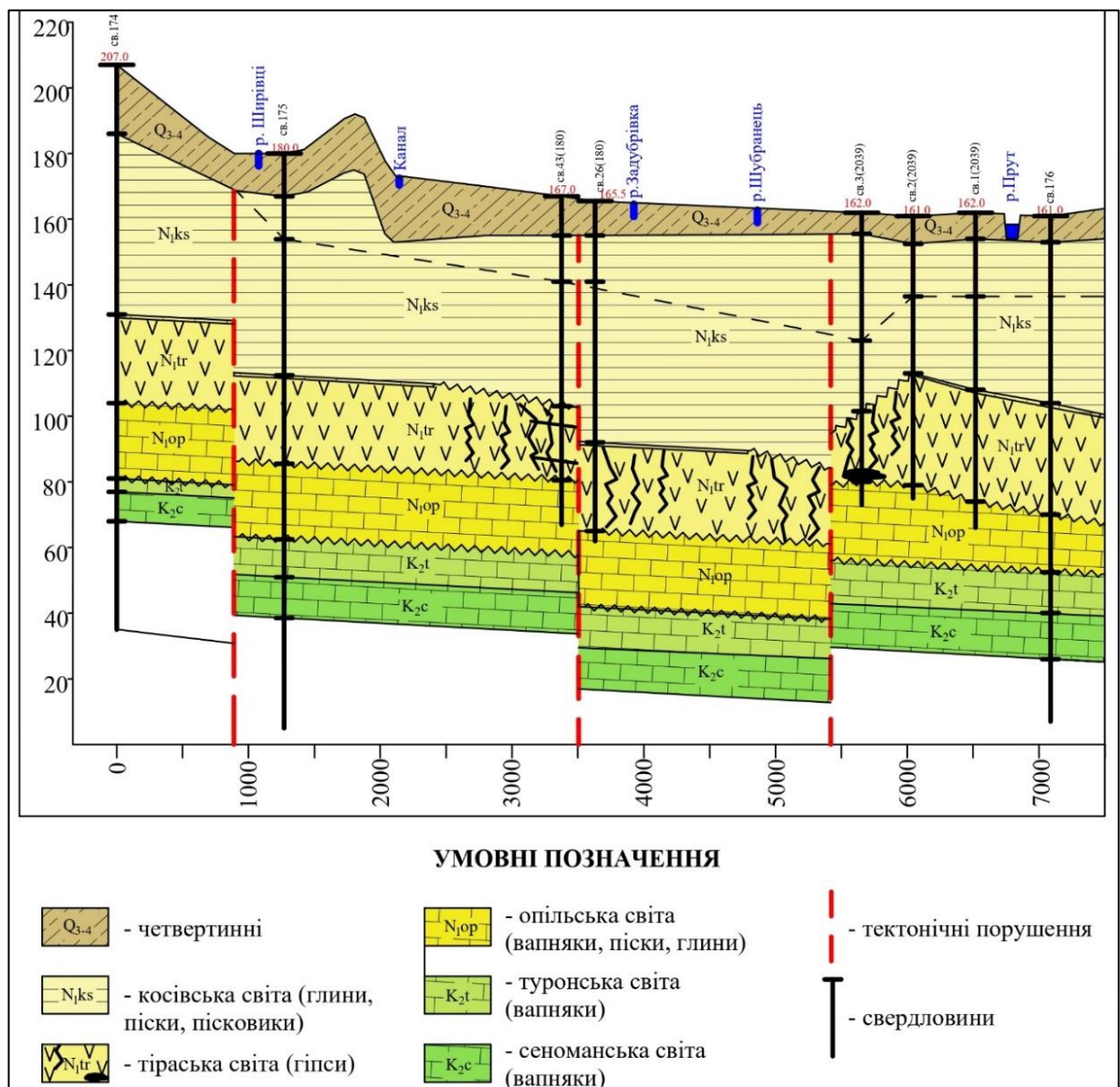


Рис. 4.2 Геологічний розріз пізнього кайнозою з інтерпретованими тектонічними порушеннями, по лінії А – Б (розроблено автором)

Вплив цих розломних зон проявляється не лише у зміні глибини залягання та орієнтації шарів, але й у морфології долини річки Прут.

Неотектонічні рухи могли спричинити локальні перезаглиблення русла, а також впливати на розвиток приток, утворення ерозійних форм рельєфу. Додатково, розломи могли слугувати шляхами для напірних потоків, що могло позначитися на гідрогеологічних умовах території, сприяючи формуванню локальних водоносних горизонтів або ділянок підвищеного водонасичення.

Загалом, наявність грабеноподібної структури в днищі долини р. Прут свідчить про складну геологічну історію регіону, що включає як давні, так і сучасні тектонічні процеси. Це важливо враховувати при оцінці інженерно-геологічних умов території, прогнозуванні змін у рельєфі, а також при здійсненні будівельних чи природоохоронних заходів.

Важливим індикатором для реконструкції вертикальних неотектонічних рухів є печерні відклади з палеонтологічними рештками. Наприклад під час спелеологічних досліджень у верхньому ярусі однієї з галерей печери Малімон Каньйон (біля с. Подвірне) було знайдено рештки плейстоценової фауни, зокрема плечову кістку та ребро шерстистого носорога (*Coelodonta antiquitatis*). Під нашаруваннями обвальних відкладів виявлено тонкий (4–5 см) шар буруватого суглинку, який можна зіставити зі слабо-гумусованим горизонтом у печері Буковинка, що також містив численні залишки тварин плейстоценового періоду (Рідуш, Шавранський, 2024).

Геологічний аналіз стелі печери над місцем знахідки показав, що обвал мав локальний характер і торкнувся лише порід, у яких утворена печера. Це дає підстави вважати, що кістки були занесені в печеру великими хижаками, найімовірніше печерною гієною (*Crocota spelaea*). Виходячи з цього, можна припустити, що раніше печера мала горизонтальний вхід, який розташовувався вище сучасного рівня врізу річки Пацак. Радіовуглецевий аналіз кістки визначив її вік у **38 000 ± 800 BP** (Poz-47727), що дозволяє віднести пам'ятку до пізнього плейстоцену, зокрема до витачівського етапу (MIS-3). Аналогічні за віком лігва печерних гієн відомі у печері Буковинка, яка знаходиться на відстані 6,5 км (Ridush, 2022).

Щоб вхід до печери Малімон-Каньйон у пізньому плейстоцені залишався доступним для великих хижаків, Кривський тектонічний блок повинен був знаходитися приблизно на *10 м вище* від сучасного рівня, а русло річки Пацак мало бути врізане на аналогічну глибину. Варто зазначити, що така ж потужність пухких відкладів спостерігається під днищем долини (Andreychouk et al., 2009). Розраховуючи швидкість опускання блоку, поділивши цю висотну різницю на приблизно *40 тисяч років*, отримаємо середнє значення *0,25 мм/рік* (Рідуш, Шавранський, 2024). Однак досі невідомо, чи змінювався напрямок руху (підняття чи опускання) протягом цього періоду.

Тектонічні процеси безперечно вплинули на висотне положення терас, адже для даного регіону загалом характерне переважання підняття упродовж плейстоцену. Це ставить під сумнів висновки попередніх досліджень щодо того, що сульфатні відклади Кривського блоку були прорізані долиною Пруту лише у голоцені (Andreychouk et al., 2014).

Отже, принаймні два тектонічні блоки Хотинсько-Мамализького підняття в долині Пруту (Мамализький, Кривський) упродовж пізнього плейстоцену зазнавали повільного опускання. Поверхні надзаплавних терас у межах цих блоків зазнали суттєвих деформацій, і їхня сучасна висотна відмітка не відповідає середнім значенням для долини Пруту.

Беручи до уваги ці факти, можна припустити, що в районі "Чернівецьких воріт" також відбувалися вертикальні рухи в аналогічному діапазоні проте висхідного характеру, що могло впливати на загальну морфоструктурну еволюцію регіону.

Подальше дослідження печерних і терасових відкладів є необхідним для підтвердження, або спростування наведених висновків, що дозволить отримати більш детальну картину тектонічної динаміки та палеогеографічних змін у регіоні.

4.2. Палеокліматичні чинники

Формування річкових долин є складним і багатофакторним процесом, у якому палеокліматичні умови відіграють одну з ключових ролей. Протягом геологічної історії зміни клімату визначали рівень водності річок, характер ерозійно-аккумулятивних процесів, типи відкладів та морфологію долин.

Вплив кліматичних епох на розвиток річкової мережі. У різні геологічні періоди коливання температури та опадів суттєво впливали на гідрологічний режим річок. У теплі міжльодовикові періоди зволоження території було більшим, що сприяло активному стоку, поглибленню та розширенню русел, інтенсивному розмиванню берегів. У холодні льодовикові періоди зменшення опадів, замерзання вод та розвиток багаторічної мерзлоти обмежували водотік і змінювали ерозійні процеси.

Вплив зміни рослинного покриву. Рослинність, яка змінювалася залежно від кліматичних умов, також відігравала важливу роль у формуванні річкових долин. У вологі періоди густий рослинний покрив захищав ґрунт від ерозії, зменшуючи швидкість поверхневого стоку. Натомість у посушливі періоди або під час льодовикових максимумів, коли рослинний покрив деградував, інтенсивність ерозії зростала, спричиняючи активний розвиток ярів і балок.

Льодовикові й перигляціальні процеси. У більшості регіонів, що піддалися впливу зледеніння, річкові долини зазнали кардинальних або опосередкованих змін під впливом діяльності льодовиків. Вплив цих процесів проявляється у зміні конфігурації рельєфу, формуванні льодовикових і водно-льодовикових відкладів, а також у трансформації річкових систем. У верхньому басейні річки Прут, зокрема в районі Чорногірського масиву, добре зберігся рельєф, характерний для зон колишнього зледеніння. Тут зустрічаються форми льодовикового походження, такі як карові заглиблення, моренні гряди, трого, а також водно-льодовикові аккумулятивні утворення.

Одним із показових місць, де можна простежити льодовикову історію Карпат, є долина Пожежевська на хребті Чорногора. За даними дослідження Rinterknecht et al. (2012), у цьому районі було визначено час утворення морен. Датування проводилося методом визначення віку поверхневої експозиції за допомогою космогенних ізотопів ^{10}Be , що дозволяє встановити час, протягом якого поверхня гірських порід була відкрита для космічного опромінення після відступу льодовиків. Результати аналізу дев'яти зразків свідчать, що їхній вік коливається в межах *11,0–14,5 тисяч років*, а середній вік морени становить *12,4–12,9 тисяч років*. Це дає підстави вважати, що льодовики Карпат відреагували на кліматичні зміни під час *Раннього Дріасу* – холодної події, що відбулася наприкінці останнього льодовикового періоду, приблизно 12,9 тисяч років тому.

Після завершення останнього зледеніння почалося активне танення льодовиків, яке спричинило інтенсивні гідрологічні процеси. Масивні паводки, спричинені таненням льоду, суттєво впливали на рельєф і формування річкових долин. Вода стікаючи з льодовикових басейнів, утворювала потужні потоки, які розмивали гірські породи, формували широкі тераси та сприяли акумуляції алювіальних відкладів. Річки в той час мали значно більшу водність, ніж у сучасних умовах, що позначилося на розвитку русел та утворенні заплавних рівнин.

Таким чином, льодовикові та перигляціальні процеси відіграли ключову роль у формуванні річкових долин, особливо в межах високогірних регіонів, таких як Чорногірський масив. Вплив цих процесів проявляється в сучасному рельєфі у вигляді збережених льодовикових і водно-льодовикових форм, які є важливими геоморфологічними свідченнями кліматичних змін минулого.

Натомість у періоди аридизації (посушливого клімату) відбувалося зменшення водності річок, що призводило до пересихання або утворення тимчасових водотоків. Це сприяло накопиченню еолових (вітрових) відкладів у долинах, утворенню пиловатих алювіальних відкладів та розвитку дельтових систем.

Ритмічні зміни клімату в пліоцені та плейстоцені проявлялися у почерговій зміні теплих (сприятливих для ґрунтоутворення) та холодних (що сприяли формуванню лесових відкладів) періодів – кліматолітів (табл. 4.1).

На досліджуваній території, згідно з гіпсометричними параметрами та геологічними даними, найвищою виявленою терасою є XII-та, яка за своїми характеристиками відповідає *яrkівсько-кизилярському* періоду (*jr-kz*) в середньому пліоцені (Веклич, 1982).

Клімат в середньому пліоцені, приблизно 3,3–3,0 мільйони років тому, був тепліший за сучасний. Середня глобальна температура перевищувала сучасні показники на 2–3 °C (Robinson et al., 2008). Цей період характеризувався теплішим кліматом, що сприяло зміні рослинного покриву та підвищенню рівня Світового океану.

Протягом середнього пліоцену в розвитку природи, зокрема у формуванні долини Пруту виділяється шість етапів:

1. *Севастопольський етап* характеризується теплими умовами та відповідно утворенням потужних ґрунтових шарів, які згодом були еродовані, або повністю зникли. Червоноколірні глинисті та озалізовані ґрунти, що містять сліди низхідної міграції оксидів заліза й марганцю, свідчать про їхнє формування у вологих лісових умовах. У понижених ділянках утворювалися ще більш вологі ґрунти. Таким чином, давні ландшафти мали лісостеповий характер, де переважали хвойно-широколистяні ліси.

2. *Айдарський етап* представлений галечником іржаво-бурого кольору з піщано-глинистим матеріалом. Властивості цих відкладів свідчать про те, що клімат у цей період був помірним і відносно сухим. У той час переважали різнотравно-злакові степи, а в долинах річок зростали вільхи та берези.

3. *Яrkівський етап* представлений червонувато-бурими важко-суглинистими ґрунтами зі слідами оглеєння та значною кількістю аморфного заліза і марганцю, що свідчать про їхнє формування в умовах *теплого та вологого (помірно-вологого) клімату*. Ймовірно, у цей час кліматичні умови

Таблиця 4.1

Еволюція ґрунтогенезу в палеоладшафтах Східноєвропейської рівнини у пізньому кайнозої (за М. Ф. Векличем, 1999)

Період	Епоха	Магніт-т-	Тепло	Холод	Вік підшов и тис.р.	Грунтогенез		
Голоцен (Hl) 13.5 тис. р.			Містить 24 ритми					
Плейстоцен Q	Q _{III}	Брюнес	—	pc	21	ud-ритм - перигляціальний (вологіший за ts) лесогенез; bg-час максимальний лесогенез. У теплі vt-, df-ритми в 3 нечітких зонах формувались різногенетичні ґрунти, в чомусь по-дібні до hl, але з фаціально-кліматичними відмінностями		
			df	—	50			
			—	bg	75			
			vt	—	90			
			—	ud	100			
	Q _{II}		pl	—	130	zv - останній, рецидив майже субтропічного змінно-вологого ґрунтогенезу під лісостепо-вими ценозами; дп-час максимальне зледеніння, в кріолітозоні лесогенез; kd-час сучасні абриси ґрунтової зональності, успадковані прилуцьким ритмом, а потім пізнім плейстоценом		
			—	ts	170			
			kd	—	240			
			—	dn	290			
			zv	—	420			
	Q _I	—	tl	480	У sh-, mr-, lb-ритми посилюється зональна диференціація ґрунтогенезу, який явно загальмовується під час похолодань та аридизації в pr-, sl-ритми, маркуючи гіпсоносністю його продукти. У фітоценотичних ґрунтотворників все ще зберігаються пліоценові релікти			
		lb	—	640				
		—	sl	730				
		mr	—	920				
—		pr	1000					
Еоплейстоцен E ₁ +E ₂	Зворотня Матуяма	sh	—	1290	Фінал пліоцену закріплює диференціацію ґрунтолітогенних умов на фоні субтропічно-лісового типу — в ранні оптимуми домінують брунатно-жовтоземні, а в пізні буроземні та лучні ґрунти			
		—	il	1400				
		kr	—	1610				
Пліоцен N ₂	N ₃ ²	Гауса	—	br	1900	На півночі України зберігається ускладнений ксероморфною періодичністю волого-субтропічний ґрунтогенез, глибокопрофільні продукти якого засвідчують теплу й вологу екологію його лісового, лісо-лучного та червоно-коричневоземного типів		
			bv	—	2430			
	N ₂ ²		—	sv	2800			
			bd	—	2900			
			—	kz	3000			
			jr	—	3100			
			—	aj	3320			
	N ₁ ²		Зворотня Гільберта	st			3800	У пліоцені розпочинається складний тренд пізньокайнозойського ґрунтолітогенезу червоно-буроколірна формація та її субаквальні аналоги чітко зафіксували перші ознаки ритміки теплих (ґрунтогенних) і холодних (лесогенних) стадій; заклалися перші абрис сучасної мережі річок та асиметрична форма їх долин
				Понт pn	os		4300	
					lm		4680	
sg		4970						
iv		5300						
bl		5500						
zn		6500						

мали перехідний характер між субтропічним і помірним поясами. Панівним типом ландшафтів були лісостепи, що підтверджується знайденими в алювіальних відкладах середньої течії Дністра молюсками таких видів, як *Unio* (*Crassunio*) *crassioides* n. sp., *U. (Eolymnium) pseudochabanicus* n. sp., *Potomida kinkelini* (Maas.), *P. sublitoralis* n. sp., *Corbicula fluminalis* Mull., *Sphaerium rivicola* Leach., *Viviparus* cf. *Tiraspolitanus* Pavl. та іншими (Чепалыга, 1967).

4. *Кизил'ярський етап* характеризується відсутністю органічних залишків, що свідчить про помірно-холодний клімат, з поширенням степових ландшафтів. Аналогічні відклади, знайдені в середній течії Дністра, були досліджені А. Л. Чепалигою (Чепалыга, 1967), який визначив такі види молюсків: *Viviparus* cf. *tiraspolitanus* Pavl., *V. achatinoides* Deih., *Lithoglyphus neumayri* Brus., *Bithynia* sp. та інші.

5. *Богданівський етап* представлений ґрунтовими товщами та алювієм. Характерні для цього періоду червонувато-коричневі й коричнювато-червоні ґрунти, їхня оглиненість, а також наявність оксидів заліза та марганцю свідчать про те, що вони формувалися в теплих і вологих лісових умовах. Ймовірно, клімат у цей час був перехідним між субтропічним і помірним поясами.

6. *Сіверський етап* представлений потужними суглинковими товщами, а також алювієм бурого кольору із суглинистим наповнювачем. Їх формування відбувалося за умов помірно-холодного клімату, який зазнавав незначних коливань у той чи інший бік, а ландшафт, ймовірно, був степовим.

Наступною епохою виступає *еоплейстоцен*, на початку якого відбулася різка кліматична зміна, що спричинила зникнення субтропічної рідколісної рослинності, яка зростала на червонувато-коричневих і коричневих ґрунтах (табл. 4.1). Упродовж пізньоберегівського підетапу ці ландшафти востаннє поширювалися по всій території сучасної України.

У складі *еоплейстоцену* виділяють *березанський*, *іллівський* і *приазовський* етапи формування лесових відкладів, а також *крижанівський* і *широкинський* етапи розвитку ґрунтів (Веклич та ін., 1993).

Берегівський етап (bv) характеризується теплими умовами та активнішим процесом ґрунтоутворення ніж у попередні періоди. Основними типами ґрунтів були два різновиди: коричневато-червоні та темно-сірі з вишневим відтінком. Перша група, завдяки певній злитості, оглеєнню та наявності карбонатів у нижніх шарах, має подібність до лучно-коричневих ґрунтів, проте відрізняється від сучасних значним проявом ілювіювання. Друга група характеризується властивостями лучних ґрунтів, гумусовим горизонтом і уламковою структурою. Отже, у берегівський період долина верхнього Пруту розташовувалася в перехідній зоні між змінно-вологими лісами та лісостепом із помірно-теплим кліматом.

Березанський етап (br) був холодним періодом активного лесо- і породоутворення. В його межах виділяють три підетапи, що зумовлено тимчасовою перервою в інтенсивному седиментогенезі, під час якої формувалися малопотужні ґрунти (Веклич, 1982). У нижніх горизонтах березанського кліматоліту зафіксовано палеомагнітну подію Олдувей, що дозволяє співвіднести цей етап із прохолодним інтервалом глобальної океанічної ізотопно-кисневої шкали MIS 62–52 і датувати його 1,8–1,5 млн р.т (Герасименко, 2020, с.136).

У *ранньому підетані (br₁)* в Україні переважав лесовий лісостеп у бореальному континентальному кліматі, а на півдні – аридний степ із засоленням. У північних зниженнях зберігалися рефугіуми широколистої флори, в Закарпатті – окремі неогенові термофіли. *Середній підетап (br₂)* відзначався потеплінням і вологішим кліматом, що сприяло поширенню лісостепу з ізольованими широколистими деревами. У степу зміни були мінімальними, а в прибережних районах розвивалися ксерофітні рідколісся. *Пізній підетап (br₃)* – найхолодніший і найпосушливіший, із лісостепом на півночі та степами на півдні (Герасименко, 2020, с.136).

Крижанівський (kr) був теплим етапом еоплейстоцену та включає два підетапи ґрунтоутворення (*kr₁*, *kr₃*) і підетап породоутворення (*kr₂*).

Під час раннього етапу kr_1 зональні ландшафти змінювалися в широтному напрямку: на півночі переважали світлі ліси та лісостепи теплого суббореального клімату, тоді як на півдні формувалися степові ландшафти в умовах, подібних до середземноморських. У період підетапу kr_2 домінували степові екосистеми, а клімат набував рис північно-бореального континентального типу. На підетапі kr_3 вся територія України була охоплена теплими суббореальними ландшафтами, з мезофільними лісами у північних і західних регіонах (Герасименко, 2020, с.148).

Іллічівський кліматоліт (*il*) відносять до холодного етапу (табл. 4.1). Він належить до епохи Матуяма. Вік порід оцінюється в 1,3–1,2 млн р. т., що відповідає 40–38 ОІС.

В іллічівський час на плакорах відбувалося формування лесів, лесоподібних суглинків і глин, а також сіроколірних делювіальних пиловатих глин. Про потепління в межах цього етапу свідчить наявність тонкого сіроколірного ґрунту між лесовими відкладами у стратотипі іллічівського кліматоліту біля Одеси (Веклич, 1982). У більш північних районах цей горизонт має краще виражений гумусовий профіль і представлений лучними ґрунтами.

Суворий клімат *іллічівського етапу* підтверджується тріщинними деформаціями, що формувалися через усихання ґрунтів і морозобійне розтріскування (Герасименко, 2020, с.154).

Широкинський (*sh*) етап є завершальним теплим періодом у межах палеомагнітної епохи Матуяма. Він представлений складною кліматичною структурою, що включає кілька добре розвинених ґрунтів та лесових прошарків. Даний етап розглядають як завершальний теплий період, що повністю належить до епохи Матуяма (Веклич та ін., 1993; Гожик, 2012).

Приазовський (*pr*) етап відносять до останнього холодного періоду еоплейстоцену, який включає два підетапи лесо- та породоутворення ('*pr 1*' і '*pr 3*'), а також підетап бореального лучного ґрунтоутворення ('*pr 2*') (Веклич, 1996).

Леси Приазов'я мають значну потужність (до 3 м), відрізняються меншою глинистістю та підвищеним вмістом крупного пилю порівняно з *іллічівськими* та *березанськими* відкладами. Значне поширення супіщаних і піщаних балочних відкладів свідчить про активний розвиток як площинного, так і лінійного змиву.

Палінологічні дослідження свідчать про просту зональну структуру території: на півночі переважав лісостеп, тоді як центральні та південні райони України займали степові ландшафти (Герасименко, 2020, с.168).

Найбільше лісів зосереджувалося в Карпатах і Закарпатті. У їхньому складі переважала сосна, траплялися також дуб, в'яз, липа серцелиста, а граб був рідкісним. Підвищена вологість клімату проявлялася в значному поширенні вільхи, збільшенні площ ялинників, а також у складі лучної рослинності, де домінували мезофітне різнотрав'я та осоки.

Ранній плейстоцен.

Мартоноський етап (mr) характеризується більш контрастними умовами в порівнянні з приазовським етапом. Кліматичні умови були найтеплішими за весь плейстоцен. Про теплий і вологий клімат цього періоду свідчить висока оглиненість ґрунтів та їхнє збагачення оксидами заліза й марганцю.

У цей час активно формувалися різновиди коричневих ґрунтів, ймовірно бурих лісових у комплексі з лучними, з потужністю до 3,5 м. Подібні типи ґрунтів були поширені на значних територіях, де також виявлено велику кількість спор, пилку та залишків малакофауни (Веклич та ін., 1984). Ці знахідки дозволяють стверджувати, що в мартоноський період домінували хвойно-широколистяні та широколистяно-хвойні ліси різного видового складу, з незначною часткою лучно-степових угруповань.

Сульський етап (sl) відносять до холодного. Йому притаманне лесонакопичення, що підтверджує сприятливіші умови, ніж у приазовський період, проте клімат залишався перигляціальним. Велику площу займала

рослинність холодного степу, а вздовж річкових долин, балок і ярів, ймовірно, зростали розріджені сосново-березові ліси.

Лубенський етап (lb) має значні відмінності у типах ґрунтів між гірськими районами та передгір'ями. Відповідно від сірих і бурих лісових до коричневих і лучних. У горах переважали сірі та бурі лісові ґрунти, часто з ознаками оглеєння та підвищеним вмістом оксидів заліза і марганцю, що свідчить про вологий і помірний клімат. У передгірних районах були поширені коричневі та лучні ґрунти, які мали чорноземні риси: потужний профіль, темно-сірий гумусовий горизонт і поступове зменшення вмісту гумусу з глибиною.

Ці дані дозволяють зробити висновок, що клімат передгір'я був більш континентальним порівняно з гірськими областями.

Тилігульський етап (tl) є однією з найхолодніших фаз раннього плейстоцену, що підтверджується присутністю континентальних відкладів цього часу, зокрема суглинистих лесів, лесоподібних суглинків та супісків. Цей факт знаходить підтвердження і в аналізі споропилкових та малакофауністичних знахідок, виявлених у різних регіонах України. У відкладеннях, що датуються тим самим часом і знайдені в районі Середнього Дніпра, зафіксовані холодостійкі види молюсків, такі як *Vertigo parcedentata* (Landb.), *V. pseudoaustriaca* Loz., *V. alpestris* (Ald.), *Vallonia tenuilabris* (Al.Br.), а також пилкові спектри, що свідчать про переважання холодного степового ландшафту (Веклич та ін., 1984). Водночас у долинах річок та балках зустрічалися ділянки з сосново-березовими угрупованнями.

Природні умови **середнього плейстоцену** визначалися максимальним зледенінням як на рівнинних територіях, так і в гірських масивах (за межами зони дослідження), що значною мірою вплинуло на кліматичні умови та давні ландшафти долини Пруту.

Завадівський етап (zv) відносять до теплого періоду, ґрунтам якого притаманні яскраві червонувато-коричневі, бурі відтінки. Різновиди

завадівських ґрунтів мають подібні риси з ґрунтами, притаманними сучасним лісовим і лісостеповим ландшафтам субтропічного поясу. Ознаки оглеєння та значне накопичення заліза, особливо у нижніх горизонтах, свідчать про поступове посилення континентальності клімату та його аридизацію від початку до другої половини цього періоду. Основний рослинний покрив складався з хвойно-широколистяних лісів, до яких входили дуб, граб, в'яз, клен і липа, а також незначна домішка теплолюбних порід, таких як бук і шовковиця (Веклич та ін., 1984). У середині цього етапу відбулося деяке похолодання, що підтверджується наявністю прожилків супіску та піску завтовшки 0,1-0,2 м у ґрунтових горизонтах; у цей час, імовірно, домінували перигляціальні степові ландшафти.

Дніпровський етап (dn) є важливим стратиграфічним періодом плейстоцену, і дослідження його відкладів у долині річки Прут поблизу Снятина дозволяє реконструювати палеогеографічні умови того часу. У відкладеннях було знайдено пилкові зерна деревних порід (*Pinus* L., *Picea* A. Dietz., *Betula* L. та інших), а також значну частку (60%) пилку трав'янистих рослин, що вказує на переважання холодної степової рослинності, де лісові формації мали розріджений характер.

Видовий склад молюсків (*Vallonia tenuilabris* (Al.Br.), *V. pulchella* (Mull.), *V. costata* (Mull.), *Vertigo parcedentata* Landb., *V. pseudoaustriaca* Loz., *Vitrea crystallina* (Mull.), *Planorbis planorbis* (L.) та інші) разом із їхнім розподілом у стратиграфічних розрізах свідчать про те, що клімат дніпровського періоду змінювався від холодного та вологого (на нижніх рівнях горизонту) до холодного й сухого.

Кайдацький етап (kd) помітно відрізняється від міжльодовикових періодів раннього плейстоцену більш холодним і континентальним кліматом. Замість формування буроземних ґрунтів, характерних для помірно м'якого клімату, переважно утворювалися коричнево-бурі ґрунти, ймовірно, дерново-підзолисті та підзолисті, часто з ознаками оглеєння.

У стратиграфічному розрізі поблизу міста Снятин домінує пилок *Pinus*, із домішкою пилкових зерен *Picea*, *Abies*, *Alnus*, *Betula*, *Quercus*, *Fagus*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Corylus*, *Juniperus*, *Salix* (Артюшенко & Мельничук, 1979). Частка трав'янистих рослин становить близько 20%, переважно представлена пилом різнотрав'я.

У кайдацький період територія Передкарпаття, включаючи долину Пруту, була вкрита широколистяними та сосновими лісами, що підтверджується наявністю опідзолених ґрунтів.

Тясминський етап (ts) представлений світло-бурими лесоподібними суглинками, бурувато-палевими суглинистими лесами, бурими суглинками, а також валунами, галькою та щебенем сірувато-бурого кольору з піщано-глинистим заповнювачем. Комплекс відкладів свідчить про існування в цей час перигляціальних умов, за яких відбувалося значне пригнічення рослинного покриву та процесів ґрунтоутворення. Тясминські лесоподібні суглинки майже не містять пилкових і спорових залишків. Однак палінологічний аналіз синхронних відкладів Полісся вказує, що в цей період тут зростали соснові та березові ліси із домішкою *Alnus* (Артюшенко, Арап & Безусько, 1982). Значні території займали степові угруповання.

У **пізньому плейстоцені** відбувалися циклічні зміни кліматичних умов і давніх ландшафтів, що було спричинено просуванням льодовика, як із півночі на рівнинні території, так і з півдня – у гірських районах. Зокрема, на долину верхнього Пруту впливали дві фази вюрмського зледеніння Чорногірського масиву. У міжльодовикові періоди природні умови нагадували сучасні, проте мали певні характерні особливості.

Пізньюплейстоценовий період поділяється на шість етапів природного розвитку і охоплює часовий проміжок у 125 тисяч років. Наймолодший з них голоцен, який триває і донині.

Прилуцький етап (pl) представлений алювіальними шарами у межах Прилуцького горизонту складаються переважно з гравійно-галечникових

осадів жовтувато-сірого відтінку, які містять значну кількість середньозернистого піску. В околицях села Іванівці, в середній частині цього горизонту, простежуються глинисті ґрунтові утворення.

Лесові сіро-бурі ґрунти, які сформувалися в цей час, свідчать про активне поширення широколистяних лісів, а їхня часткова оглеєність разом із присутністю оксидів заліза вказує на високий рівень зволоження території.

Споро-пилковий комплекс *прилуцького горизонту* підтверджує домінування широколистяної деревної рослинності, серед якої переважали дуб , граб, в'яз, клен, липа серцелиста, ясен високий (Артюшенко & Мельничук, 1979). Окремо зустрічається пилок представників родини таксодієвих (Taxodiaceae), горіха (Juglans) та падуба (Ilex). Серед чагарникових рослин виявлено пилок ліщини (Corylus), дерену (Cornus) і жостеру (Rhamnus). Близько 20% пилку належить трав'янистій рослинності, що була представлена різнотрав'ям. Дані аналізу свідчать про існування в цей час тепло- та вологолюбної флори, що сформувала широколистяні ліси в умовах помірно вологого клімату.

Дослідження М. О. Куниці (1974) показують, що склад малакофауни прилуцьких ґрунтів вказує на теплі та помірно вологі кліматичні умови, які сприяли поширенню молюсків, подібних до сучасних видів лісостепових і степових районів України.

Удайський етап (ud) характеризується перигляціальним лесоутворенням та співвідноситься з четвертою ізотопною стадією.

Кліматичні умови цього часу відзначалися відносною вологістю. У межах сучасної лісостепової зони переважали степові формації, представлені злаково-різнотравною рослинністю та чагарником, тоді як сухі степи були поширені лише в межах сучасної степової зони. Лесові відклади мали незначну потужність і характеризувалися низьким вмістом крупнодисперсного пилу, а також частковою оглеєністю. Кріогенні процеси були виражені у вигляді численних соліфлюкційних форм та проявів кріотурбації, що сприяло переміщенню гумінових кислот.

У низькогірних районах на ранніх етапах переважали бореальні лучно-лісові ландшафти. Пізніше у Карпатському регіоні поступово зменшувалася частка ялини, натомість значно поширилася береза.

Витачівський етап (vt) відноситься до початкової фази третьої ізотопної стадії та характеризується розвитком буроземовидних ґрунтів у помірних умовах (Веклич та ін., 1984). В цьому етапі Герасименко (2020) виділяє чотири ґрунтові горизонти витачівського віку, які розділені лесовими прошарками та віднесені до окремих підетапів ґрунтоутворення vt1 і vt3.

Дослідження природних умов північно-західних регіонів України протягом витачівського етапу (Boguckij & Lanczont, 2002) підтверджують значну присутність перигляціальної рослинності. Характерною особливістю цього часу було широке поширення холодостійких ландшафтів та повна відсутність рефугіумів широколистяних деревних порід.

Підетап лесонакопичення vt2 відповідає перигляціальним умовам із активними морозобійними та конвекційними процесами. У цей час переважали різнотравно-злакові степи. Цей підетап корелюється з останньою стадією середнього валдаю.

Фаза vt3b відзначалася більшою аридністю порівняно з vt1, що спричинило розвиток північно-бореальних та бореальних ландшафтів. У лісостеповій зоні формувалися лучно-степові екосистеми на дерново-карбонатних ґрунтах, у степовій – сухі степи на темно-бурих ґрунтах. У Карпатських передгір'ях переважали бореальні лісолучні ландшафти.

На стадії vt3c сформувалися субперигляціальні ландшафти з аркто-бореальною рослинністю та початковими ґрунтовими утвореннями, які варіювалися від лісостепових рендзин на півночі до бурих напівпустельних ґрунтів на півдні.

Бугський етап (bg) корелюється з другою ізотопно-кисневою стадією та характеризується активним процесом лесоутворення та розвитком початкових ґрунтових горизонтів (Веклич та ін., 1984).

Бузький етап співвідноситься з першою фазою валдайського зледеніння та періодом максимальної акумуляції лесів у Європі, що відбувався у проміжку між 27 і 20 тис. років тому (Damblon, Haesaerts, & van der Plicht, 1996).

Лесові території були зайняті степовими ландшафтами: у північних регіонах домінували різнотравно-злакові степи з єрниковими угрупованнями, у центральних – злакові степи, а на півдні поширювалися ксерофітні формації. Перигляціальні процеси на ранній стадії проявлялися у формі характерних морозобійних деформацій витачівських ґрунтів.

Наступна стадія характеризувалася посиленою аридизацією, що призвело до вирівнювання структури лесових відкладів і змін у рослинності.

Дофінівський етап (df) відноситься до перехідного періоду між завершенням третьої та початком другої ізотопної стадії (Веклич та ін., 1984). Кліматичні умови формування ґрунтів дофінівського етапу, як на стадії оптимального розвитку, так і на завершальному етапі, характеризувалися прохолодною і посушливою атмосферою (Сиренко & Турло, 1986). Вивчені розрізи у передгірських районах Карпат показують, що у той час береза домінувала над сосною, а також була поширена чагарникова береза,

Причорноморський етап (pc) також характеризувався холодними та посушливими умовами, проте поступове потепління на пізніх стадіях сприяло трансформації природних ландшафтів. У ранній фазі цього періоду клімат залишався різко континентальним, з сильними температурними коливаннями між зимовими та літніми сезонами.

Під час підетапу pc1 ($\leq 14,5$ тис. років тому) клімат був найбільш холодним і сухим: на сході Полісся сформувався тундростеп, а на південь від нього домінували перигляціальні сухостепові та напівпустельні ландшафти. Лісові екосистеми були майже відсутні, що свідчить про різке зменшення вологості та засушливості клімату.

На завершальних стадіях етапу спостерігалось поступове потепління, що спричинило відновлення лісової рослинності та покращення кліматичних

умов, особливо в південних регіонах України. Це співвідноситься з пізньольодовиковими міжстадіалами, коли клімат ставав більш вологим і теплим, що створювало передумови для переходу до голоценових екосистем.

4.3. Палеогеографічні умови формування річково-долинної системи Пруту

Оскільки в геолого-геоморфологічній будові досліджуваної ділянки в межах м. Чернівці та його передмістя вдалося відстежити лише 12 терас, причому остання з них відповідає *ярківсько-кизилярському* часу, доцільно детальніше розглянути еволюцію долини Пруту протягом останніх 3,8 млн років.

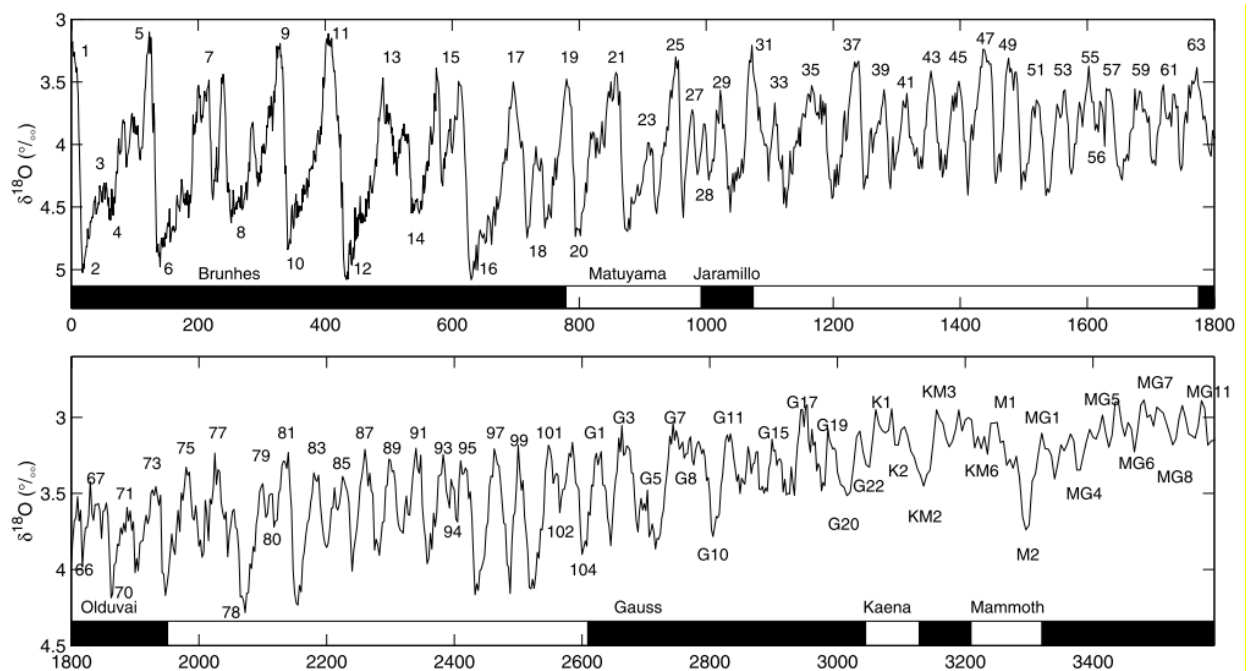


Рис. 4.3 Стек LR04 бентосу $\delta^{18}\text{O}$ створений шляхом графічної кореляції 57 глобально поширених записів бентосу $\delta^{18}\text{O}$ з мітками морських ізотопних стадій (Lisiecki & Raymo, 2005)

Протягом *севастопольсько-айдарського етапу* (3,8-3,1 млн.р) у районі Верхнього Пруту В. Клапчук (1993) виділяє наступні події: “Цікавою була перебудова річкової мережі в околицях смт. Делятин в севастопольсько-айдарський етап. Як вже зазначалось, р. Прут в цьому місці повертала різко на

південний захід, а потім на північний схід, обходячи з півдня антикліналь Слободи-Рунгурської. Починаючи з околиць м. Коломия, р. Прут тече в самостійно виробленій долині. Тут р. Прут приймала велику ліву притоку – Бистрицю Надвірнянську, яка при виході з гір повертала на південний схід і текла паралельно з ним, відхиляючись все більше на південь. Після опускання осі антикліналі Слободи-Рунгурської р. Прут змінила напрям русла на північно-східний і в околицях сіл Добротів та Ланчин з'єдналась з р. Бистриця Надвірнянська. Пра-долину Пруту по напрямку Делятин – Березів – Яблунів – Коломия успадкували річки Ослава та Лючка. Ця перебудова відбулась, очевидно, в час, коли р. Прут формувала XII (ярківсько-кизил'ярську) надзаплавну терасу, тобто, 3,0 – 3,1 млн років тому”.

Флювіогляціальні умови сприяли збільшенню водності Пра-Черемошу, який у той час ще протікав долиною Сірету. Про це свідчить аномально велика потужність алювіальних відкладів у районі с. Чорногузи, що досягає 30 м. Таке значне накопичення алювію може бути наслідком посилення ерозійно-аккумулятивних процесів, спричинених зростанням стоку талої льодовикової води, яка транспортувала велику кількість осадового матеріалу.

З огляду на те, що *айдарський етап* (3,3–3,1 млн. р. т.) характеризувався значним похолоданням, що підтверджується морською киснево-ізотопною стадією M2 можна припустити, що у високогірних районах Карпат (які були вищими) встановилася стійка снігова лінія, яка сприяла накопиченню льодовикових мас. Це могло створити передумови для формування давніх зледенінь, які ще не були зафіксовані у геологічних дослідженнях.

Якщо такі льодовикові утворення дійсно існували, вони ймовірно мали локальний, або регіональний характер і впливали на модель стоку, розвиток річкових долин (зокрема Пруту) та акумуляції відкладів.

Наприкінці *айдарського етапу* (3,1 млн років тому), унаслідок загального потепління клімату в ізотопно-кисневій кривій виділяється інтергляціал, киснево-ізотопні стадії M1, KM5 (рис. 4.3). Що ймовірно призвело до танення високогірних льодовиків та спричинило значні

гідрологічні зміни в регіоні. Збільшення об'ємів талої води призвело до істотного зростання водності Пруту та його приток, що, своєю чергою, активізувало ерозійні процеси й сприяло посиленню вертикального врізу річищ.

У результаті змін водного балансу й перерозподілу стоку одна з правих приток Пруту перехопила Черемош. Цей процес, імовірно, відбувся на тлі нерівномірного тектонічного підняття Волино-Подільської плити, яке могло сприяти зміщенню вододілів і формуванню нового гідрографічного малюнка. Перехоплення річкового стоку призвело до зміни напрямку течії Черемошу, перетікання вод у систему Пруту та подальшої перебудови річкової мережі в регіоні.

Нижче за течією Прута розташовується Чернівецько-Хотинське поперечне підняття, яке слугувало природною перешкодою для водних потоків, впливаючи на їхній напрям і динаміку. Ймовірно, упродовж раннього пліоцену давнє русло річки пролягало через Чорнівську улоговину, розташовану північніше досліджуваної території, на рівні XIII тераси. Про це свідчать значні площі, вкриті малопотужними галечниковими відкладами, в складі яких присутні ясно-коричневі халцедони та яшми так звана “карпатська галька”. Ці галечники можна зустріти й на нижчих рівнях лівого борта долини включно з X-терасою, тоді як на правому вони відсутні.

М. Кожуріна (1956а) пояснює цю відмінність тим, що річка Прут протягом усього розвитку своєї долини постійно зміщувалася праворуч, що було спричинене активним підняттям Волинсько-Подільської плити. Це тектонічне підняття викликало нерівномірне поглиблення русла, що змушувало річку поступово зміщуватися в західний напрямок. Внаслідок цього кожен новий етап врізу супроводжувався ерозією та руйнуванням більшості акумулятивних відкладів уздовж правого борта долини, тоді як на лівому борту зберігалися потужніші шари осадового матеріалу.

Найбільш вираженою за площею на ділянці досліджень є XII тераса, яка сформувався внаслідок складних гідрологічних і тектонічних процесів, що

супроводжували розвиток річкової системи Пруту (рис. 4.4). Зокрема, перехоплення Сірету Прутом призвело до значного збільшення водності останнього, що спричинило активне розливання річки на значні площі. В районі досліджень на окремих ділянках, ослаблених тектонічними порушеннями, врізання нових каналів відбувалося з більшою інтенсивністю. Важливу роль у цьому процесі відігравав літологічний склад порід, що успадковувався з попередніх геологічних епох, зокрема з раннього неогену (N_{1bd}).

Крім того, періоди значного водного навантаження, ймовірно, супроводжувалися стабільними потоками талої льодовикової води. Такий флювіогляціальний потік мав значний твердий стік і характеризувався слабо сортованими алювіальними відкладами, серед яких переважали піски, леси супіщані та суглинисті з включеннями гальки. Накопичення цих осадів відбувалося рівномірно, що призвело до формування широкої, відносно стабільної XII тераси.

Таким чином, широке поширення XII тераси може бути результатом комбінації кількох чинників: тектонічної активності, збільшення водності річки після перехоплення Сірету, а також впливу флювіогляціальних процесів, які сприяли накопиченню великої кількості осадового матеріалу. Подальші дослідження цих відкладів та їхньої гранулометрії можуть дати більш точну картину формування цієї тераси та динаміки річкових процесів у межах даної території.

Упродовж *яrkівсько-кизил'ярського етапу* (3,1–2,9 млн років тому), за даними В. Клапчука (1993), річка Прут змінила своє русло та з'єдналася з Бистрицею Надвірнянською в районі сіл Саджавка та Іванівці. Це перехоплення, ймовірно, пов'язане з льодовиковими процесами меншого масштабу (MIS – KM2, G20), які характеризувалися вищим положенням снігової лінії порівняно з попередніми зледеніннями.

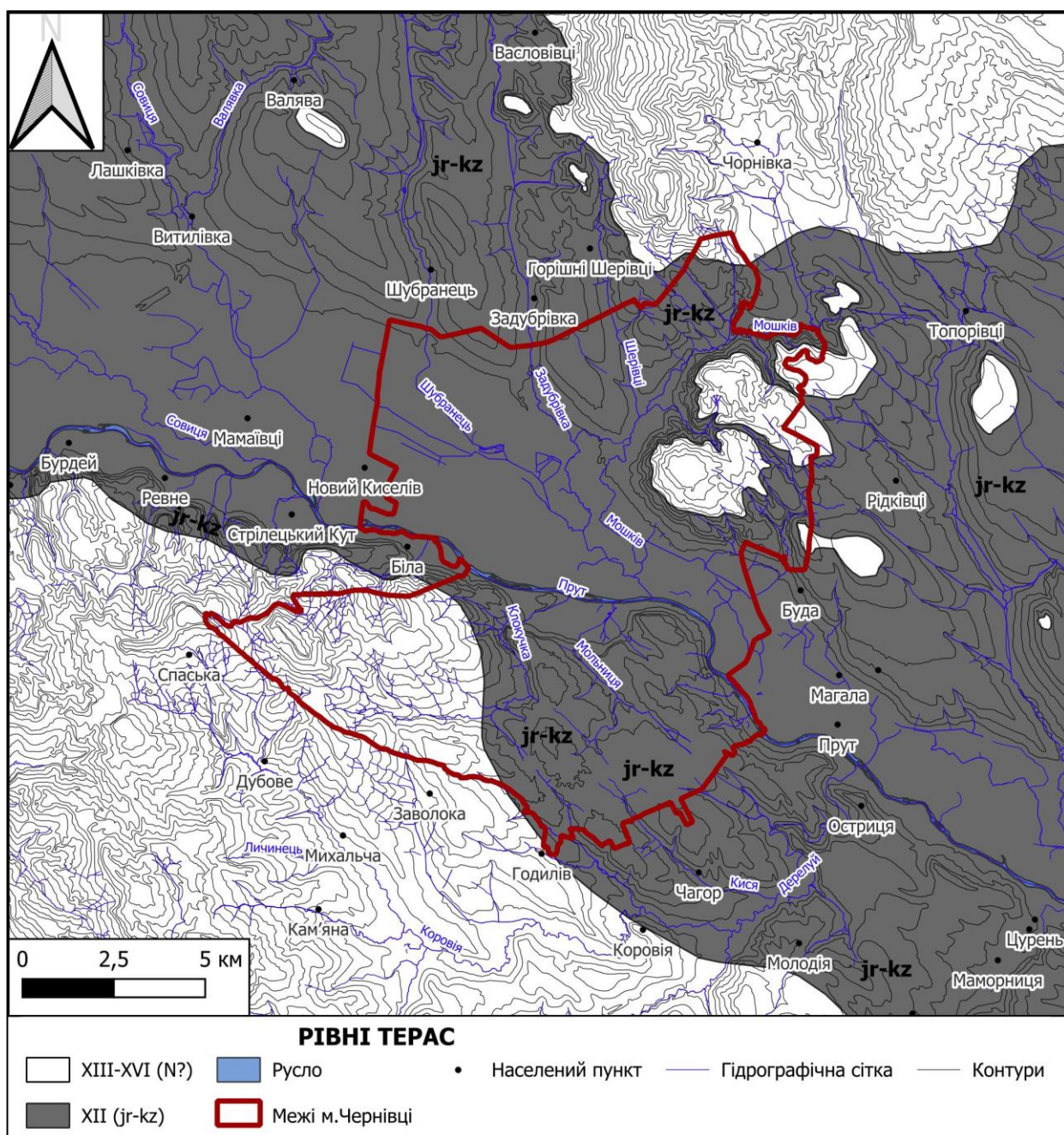


Рис. 4.4 Гіпсометричний рівень XII-ї тераси ярківсько-кизилярського етапу (jr-kz) (розроблено автором)

Зменшення водності призвело до значного звуження долини річки. У передгірській зоні поширилося меандрування, проте більшість меандр Бистриці Надвірнянської були прорізані повноводнішим Прутом. В районі Чернівців долина також звузилася й протікала в кількох каналах одним з яких ймовірно була похована долина 1 в районі вул. Гречаного (рис. 3.7, 3.13) та канал південніше сучасного русла в районі вул. Лукіяновича.

У *богданівсько-сіверський етап*, який тривав приблизно 2,90–2,43 млн років тому, відбулася чергова значна перебудова річкової мережі, що суттєво вплинула на формування рельєфу та гідрографії регіону. Внаслідок цих змін сформувалися XI та X надзаплавні тераси Пруту, що є важливими геоморфологічними свідченнями цього процесу (рис.4.5).

Згідно з дослідженнями В. Клапчука (1993), основним чинником такої перебудови було опускання Станіславської улоговини, що спричинило зміну напрямку течії Бистриці Надвірнянської. У районі сучасних сіл Ланчин, Саджавка та Іванівці ця річка змінила свій напрямок на північний схід, перетворившись на притоку Дністра.

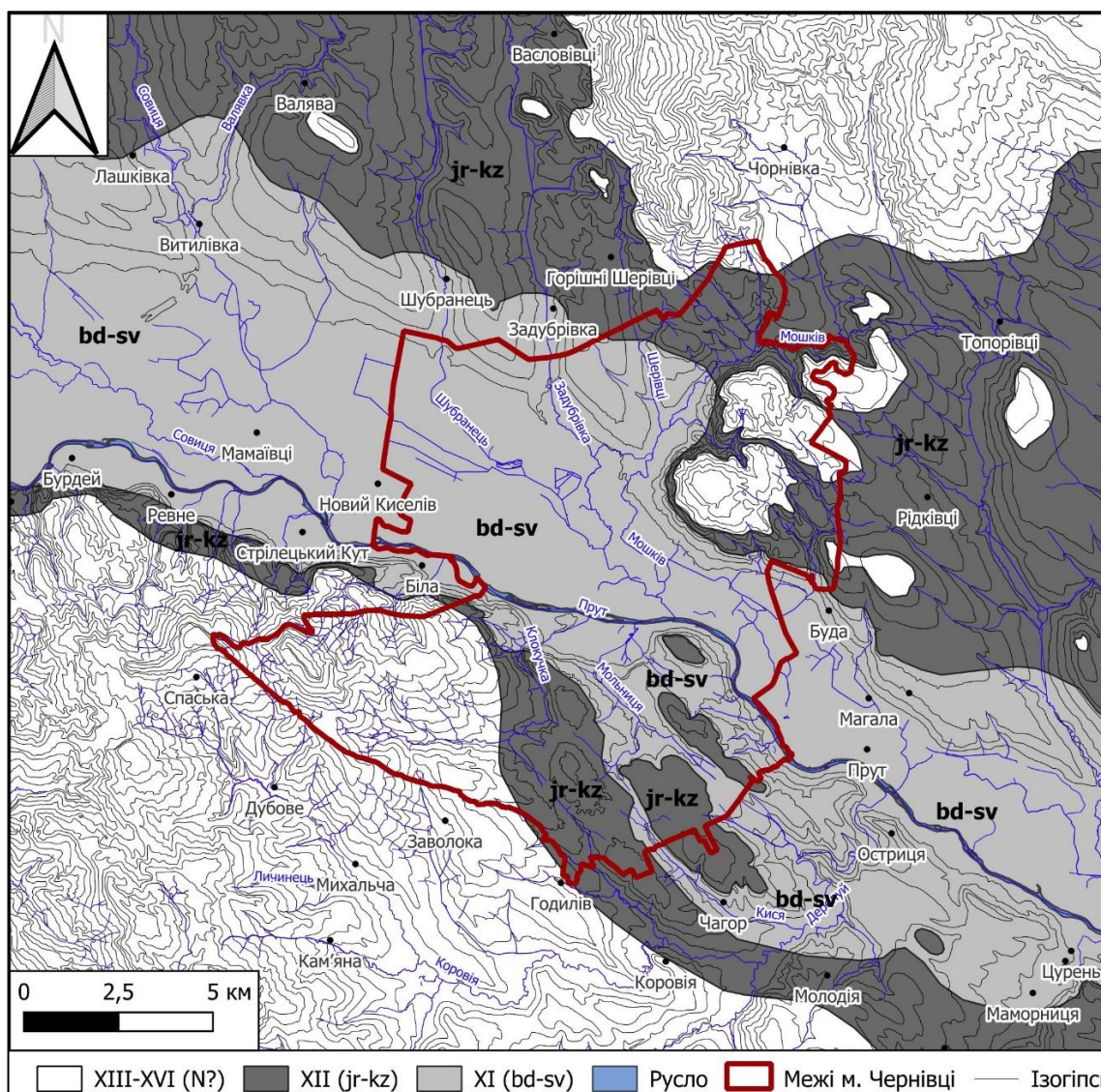


Рис. 4.5 Еволюція долини протягом богданівсько-сіверського етапу (bd-sv) (розроблено автором)

Доказом цієї перебудови є відсутність у районі гідрографічного перехоплення X-ї (bv-br) тераси та збереженість IX-ї (kr-il) тераси, що вказує на складні зміни рельєфу та дренажної мережі. Проте, варто зазначити, що автор не врахував впливу кліматичних чинників, які могли відігравати важливу роль у цих процесах.

Зокрема, наприкінці даного періоду зафіксовано суттєве похолодання, яке відноситься до ізотопно-кисневої стадії G10 (рис. 4.3). За своїми кліматичними характеристиками це зледеніння є подібним до похолодання M2, яке спостерігалось в *айдарському етапі*. Це наштовхує на думку, що на зміни річкової мережі могли впливати не лише тектонічні процеси, а й високогірні зледеніння, що сприяли збільшенню стоку карпатських річок.

Долина Пруту зберегла свою симетричність, ширину та основні геоморфологічні риси. XI-та надзаплавна тераса, що утворилася в цей час, піднімається в інтервалі 77,5-87,5 м над сучасним рівнем русла і зустрічається фрагментарно. Згодом вона була частково розмита площинною ерозією, а також притоками, які сформувалися в цей період.

У *берегівсько-березанський етап*, який тривав упродовж 2,43–1,61 млн років тому. Значних перебудов річкової системи Пруту не відбувалося. Протягом цього періоду річка врзалася у вже сформовані руслові канали, що існували з попередніх геоморфологічних етапів. Найбільш виразно цей процес простежується в районі сучасних вулиць Лукіяновича та Гречаного, де розташована похована долина 1.

Глибина та інтенсивність врізання русла змінювалися залежно від кліматичних умов, які у цей період мали загальну тенденцію до похолодання. Це підтверджується даними ізотопно-кисневих стадій (рис. 4.3), які фіксують поступове зниження температури та, ймовірно, наростання впливу циклічних зледенінь Карпат. Зменшення температури могло сприяти посиленню ерозійних процесів, змінам у водному балансі та коливанням рівня річки.

Загалом, *берегівсько-березанський етап* характеризується відносною стабільністю річкової мережі в умовах поступового похолодання клімату, що,

втім, не виключає локальних змін у морфології русла через варіації у водності річки та активізацію ерозійних процесів (рис.4.6).

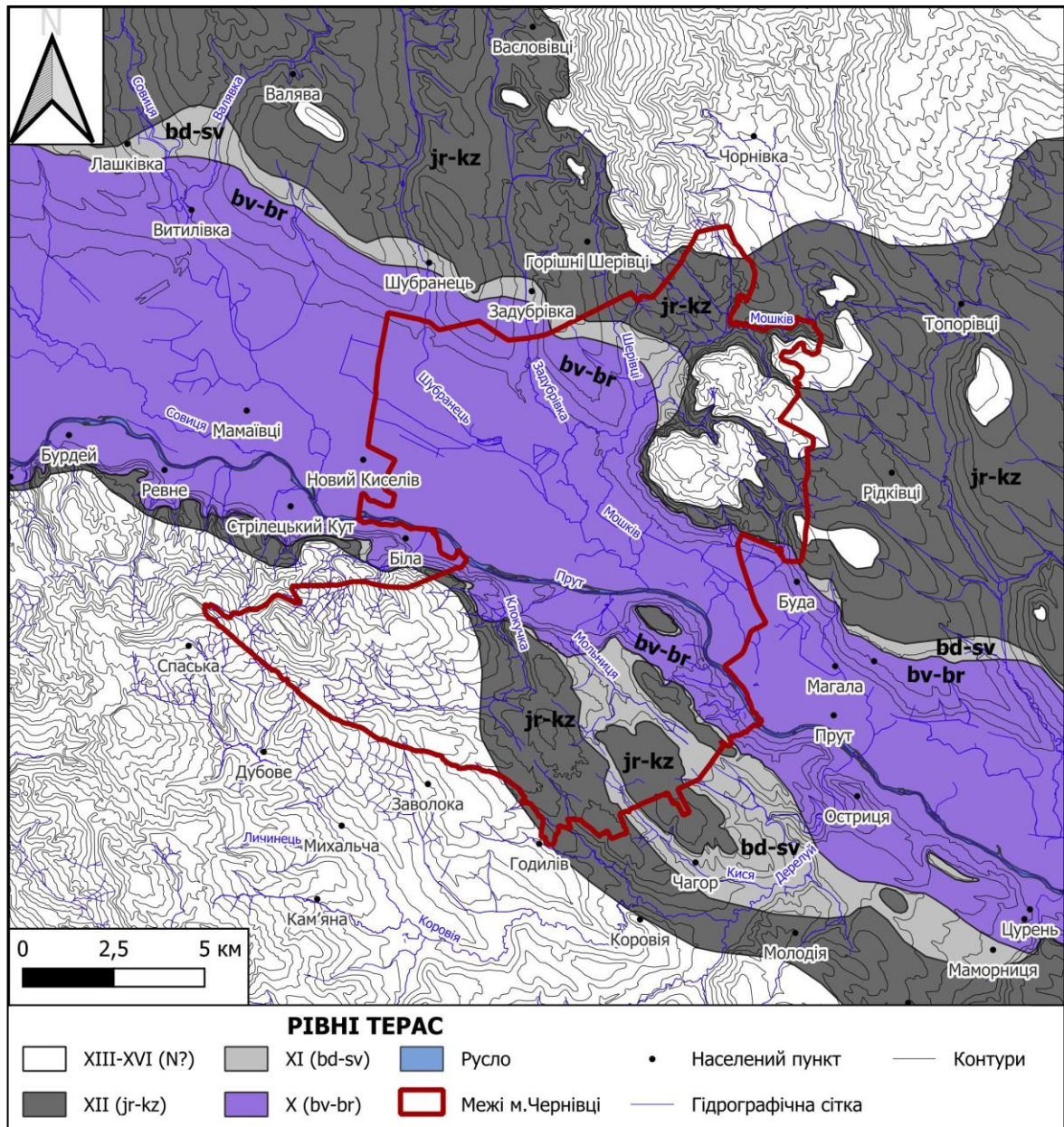


Рис. 4.6 Еволюція долини протягом берегівсько-бerezанського етапу (bv-br) (розроблено автором)

Крижанівсько-іллівський етап, який тривав у проміжку 1,61 –1,29 млн років тому, відповідає формуванню IX-ї надзапавної тераси Пруту (рис.4.7). Цей період ознаменувався значними змінами в морфології річкової системи, зокрема активізацією ерозійних процесів та початком вривання як лівих, так і правих приток Пруту.

Важливим фактором, що сприяв цьому процесу, був ритмічний кліматичний режим, який панував протягом киснево-ізоопних стадій 55–45. Ці стадії характеризувалися чергуванням потеплінь і похолодань, що впливало на зміну рівня водності річок, їхню швидкість течії та активність ерозійних процесів.

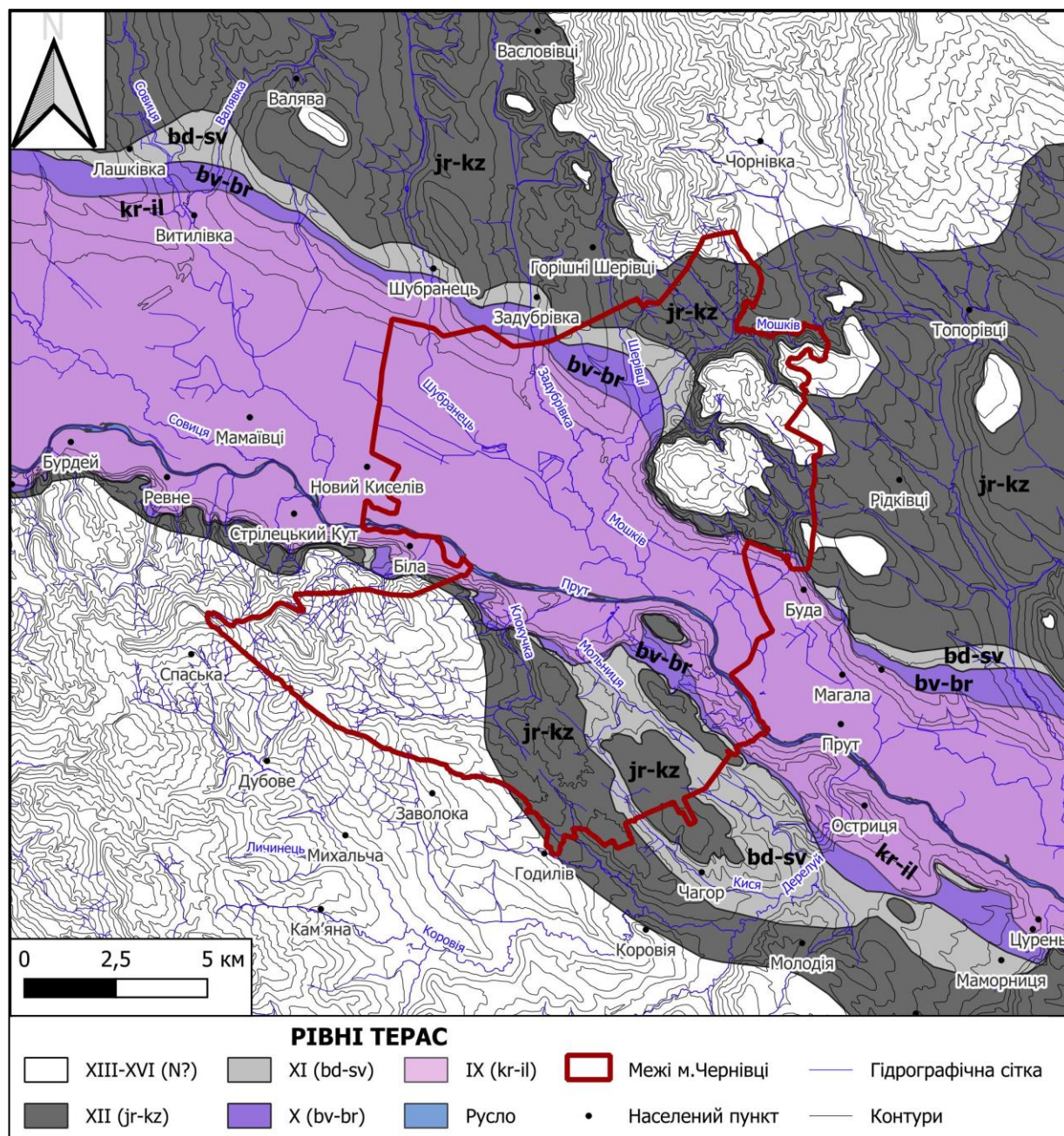


Рис. 4.7 Еволюція долини протягом крижанівсько-іллівського етапу (kr-il) (розроблено автором)

Широкинсько-приазовський етап тривав у проміжку 1,29–0,92 млн років тому і відповідає формуванню VIII-ї надзаплавної тераси Пруту

Мартоносько-сульський етап тривав у проміжку 920–640 тис. р. і відповідає формуванню VII надзаплавної тераси Пруту (рис.4.9). Цей період був важливим у розвитку річкової мережі, оскільки відзначався активними геоморфологічними змінами, спричиненими як кліматичними, так і тектонічними процесами.

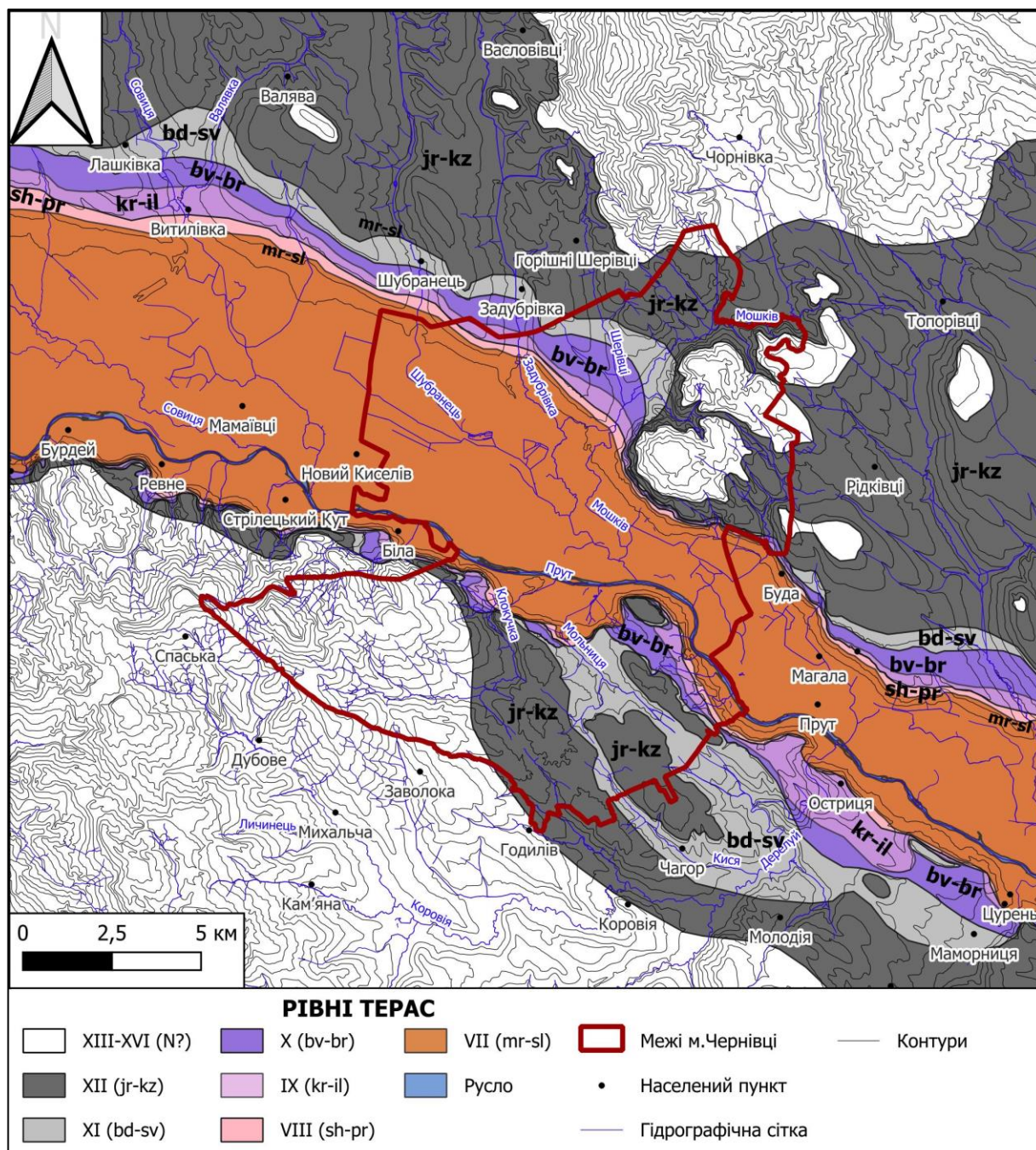


Рис. 4.9 Еволюція долини протягом мартоносько-сульського етапу (mr-sl)
(розроблено автором)

У цей час річка Прут продовжувала врзатися в рельєф, формуючи VII терасу, яка збереглася у вигляді ерозійно-аккумулятивних рівнів. Протягом цього етапу відбувалося поглиблення долини та стабілізація окремих річкових русел. Паралельно з цим розвивалися притоки, які поступово інтегрувалися в загальну дренажну систему басейну Пруту.

Лубенсько-тилігульський етап тривав у проміжку 640–420 тис. років тому і відповідає формуванню VI надзапавної тераси Пруту (рис. 4.10).

Ізотопні дані вказують на різке скорочення кількості опадів близько 482 тисяч років тому, що збігається з початком льодовикової фази MIS 12. Літологічні характеристики свідчать про зменшення водності річки та активізацію ерозійних, що ймовірно, було зумовлене скороченням рослинного покриву.

Ця різка кліматична зміна могла бути спричинена значним похолоданням, яке відобразилося у пониженні температури поверхневих вод Північної Атлантики приблизно 474 тисячі років тому (Rodrigues et al., 2011). Це похолодання супроводжувалося масовим накопиченням уламків айсбергів у середніх і центральних широтах Північної Атлантики (Rodrigues et al., 2011), що свідчить про просування полярного фронту на південь.

Такі кліматичні зміни, ймовірно, призвели до порушення термохалінної циркуляції в Північній Атлантиці, що спричинило зменшення випаровування та послаблення перенесення вологи з океанічних просторів до Середземноморського регіону. Подальша динаміка кліматичних змін цієї епохи пов'язана з мінімумом прецесії близько 464 тисяч років тому, що відзначає добре виражений ізотопний інтерстадіал.

У Передкарпатті та на північному заході Волині зафіксовано моренні та флювіогляціальні відклади, що датуються Тилігульським (Крукеницьким) періодом (Геренчук, 1966; Демедюк & Христофорова, 1975; Bogucki & Lanzont, 2002).

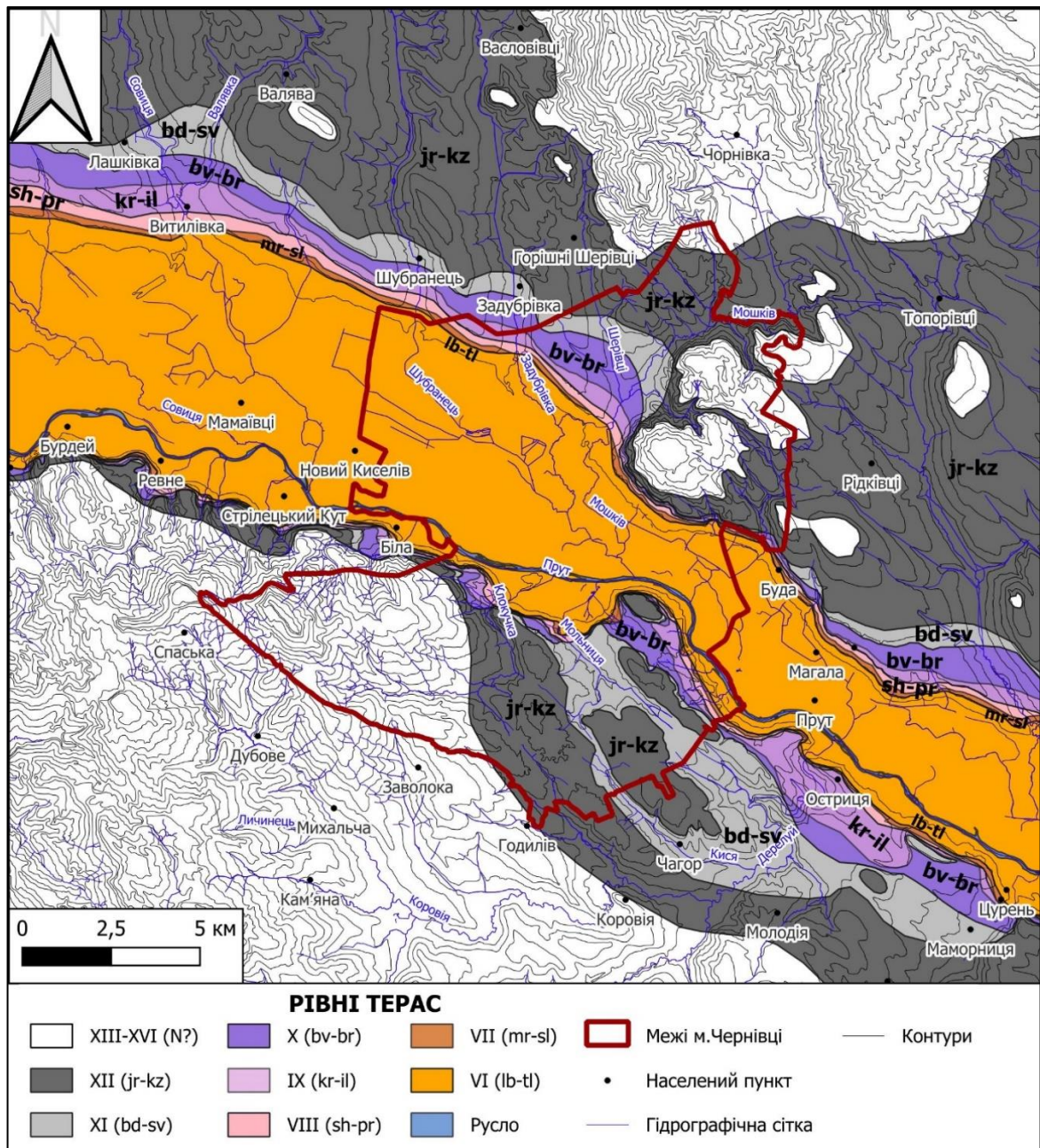


Рис. 4.10 Еволюція долини протягом лубенсько-тилігульського етапу (lb-tl) (розроблено автором)

Завадівсько-дніпровський етап, що тривав у проміжку 420–240 тис. років тому, відповідає формуванню V надзапавної тераси Пруту (рис.4.11). Цей період охоплює важливі кліматичні зміни, які відображені в 11-й (MIS 11) та 10-й (MIS 10) киснево-ізотопних стадіях.

Період MIS 11 (424–374 тис. років тому) був одним із найдовших і найтепліших міжльодовикових етапів плейстоцену. В умовах помірного вологого клімату з температурами, подібними або навіть вищими за сучасні,

активно розширювалася лісова рослинність, що сприяло стабілізації ґрунтового покриву та зменшенню інтенсивності ерозійних процесів. Підвищена водність Пруту призвела до активного накопичення алювіальних відкладів, що заклало основу для формування V тераси. В пізній фазі цього міжльодовикового періоду розпочалося врізання русла, яке спричинило розширення долини та утворення нових ерозійних рівнів. Відбувалися зміни річкової мережі, зумовлені як кліматичними факторами, так і локальними тектонічними рухами.

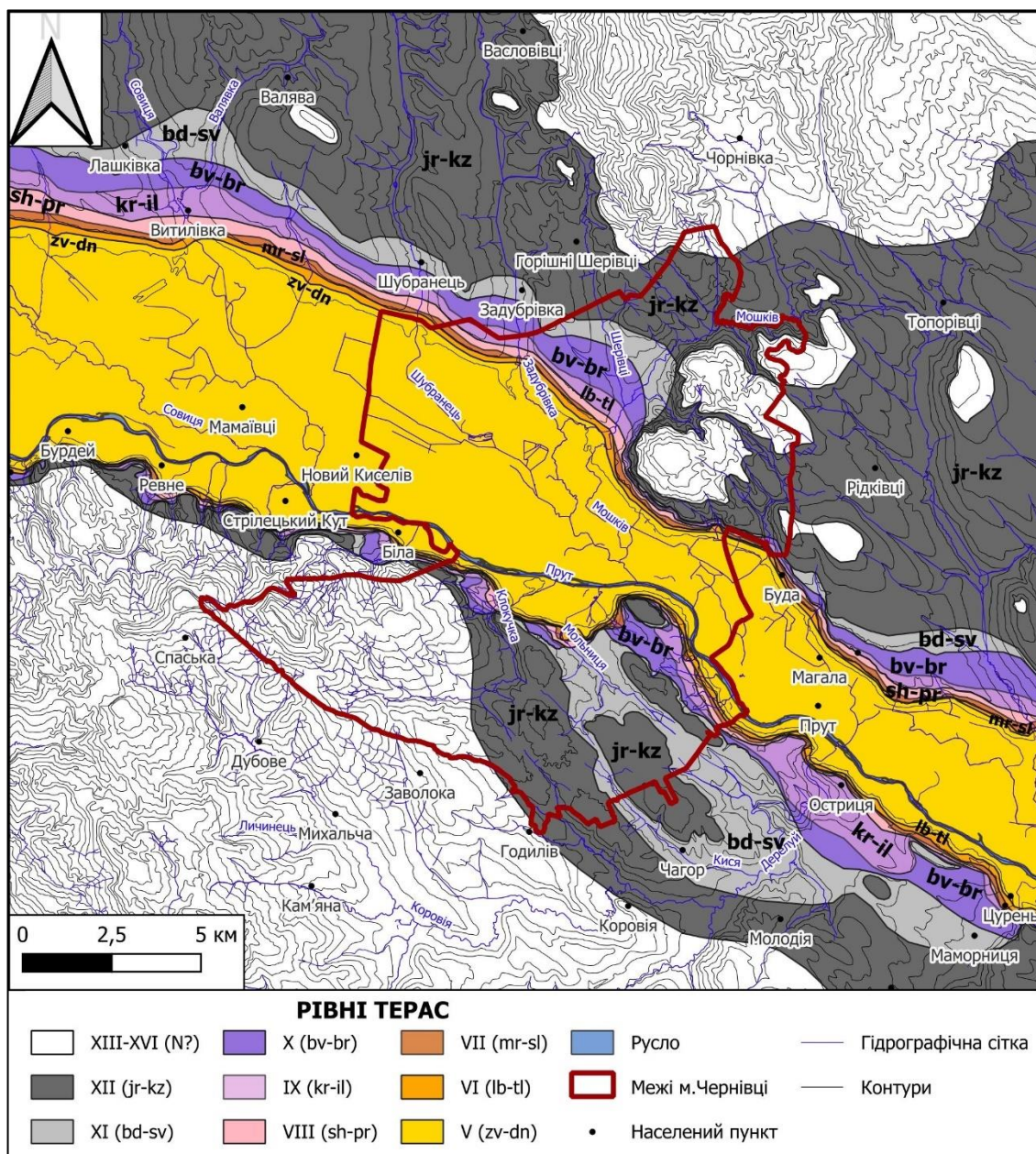


Рис. 4.11 Еволюція долини протягом завадівсько-дніпровського етапу (zv-dn) (розроблено автором)

Початок MIS 10 (374–337 тис. років тому) ознаменувався значним похолоданням, яке призвело до скорочення лісового покриву та поширення тундро-степових ландшафтів. Зниження температури спричинило скорочення водності річкових систем, що вплинуло на морфологію долини Пруту. Русло поступово врзалося, поглиблюючи річкову долину, активізувалися процеси механічного вивітрювання, накопичувалися лесові відклади, посилилася ерозія берегів, що зумовило зміну контурів річкового русла та формування локальних акумулятивних форм.

Кайдацько-тясминський етап тривав у проміжку 240–130 тис. р. т. і відповідає формуванню IV надзапальної тераси Пруту (рис. 4.12). Цей період відзначався суттєвими кліматичними коливаннями та активними геоморфологічними процесами, що вплинули на розвиток річкової мережі та структуру долини.

У долині річки Прут IV тераса детально досліджена в розрізі “Зеленів-1”, який розташований на правому березі річки поблизу с. Зеленів у Чернівецькій області (Рідуш та ін., 2021). Цей розріз є унікальним для передгірської ділянки долини завдяки повноті нашарувань та наявності у відкладах решток фауни великих ссавців і молюсків.

Тераса знаходиться на відносній висоті близько 40 метрів над сучасним руслом Пруту. Відклади представлені алювієм, що містить лінзи брекчій сільового походження, що свідчить про активні геоморфологічні процеси, пов’язані з періодичними катастрофічними потоками.

У середній частині розрізу в алювіальних відкладах виявлені біостратиграфічні свідчення, зокрема рештки хоботних (Proboscidea), що дозволяє корелювати цей алювій із *витахівським етапом*.

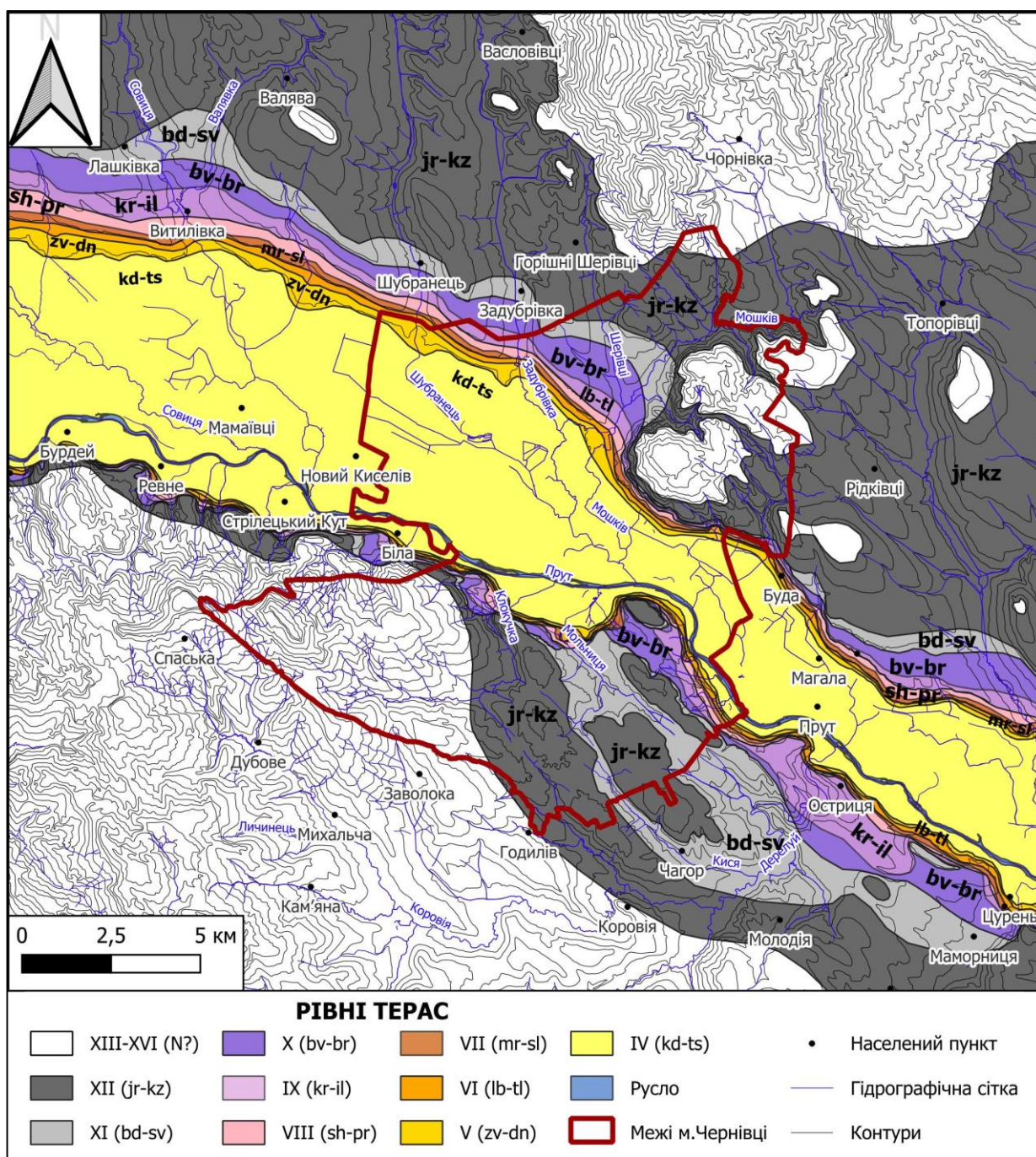


Рис. 4.12 Еволюція долини протягом кайдацько-тясминського етапу (kd-ts)
(розроблено автором)

Прилуцько-удайський етап тривав у проміжку 130–90 тис. років тому і відповідає формуванню III надзапавної тераси Пруту (рис. 4.13). Цей період охоплює пізній міжльодовиковий етап (*Eemian*, MIS 5e) та початкові стадії Віслинського зледеніння (MIS 5d–5a).

У період *Eemian* (MIS 5e, 130–115 тис. р. т.) клімат був теплим і вологим, з температурними умовами, схожими або навіть вищими за сучасні. Внаслідок

цього значно розширилася лісова рослинність, що стабілізувало ґрунтовий покрив і уповільнило ерозійні процеси. Річкова система Пруту в цей час мала високу водність, що сприяло активній акумуляції алювію на рівні майбутньої III тераси. Збільшена кількість опадів та сприятливі кліматичні умови забезпечили інтенсивне заповнення річкової долини алювіальними відкладами, що згодом стало основою для розвитку терасових комплексів.

На межі 115 тис. років тому почалося поступове похолодання (MIS 5d–5a), що ознаменувало початок Віслинського зледеніння. Це призвело до зниження температур, скорочення лісової рослинності та поступового заміщення її степовими угрупованнями. Разом із цими змінами зменшилася водність Пруту, що спричинило врізання русла у власні алювіальні відклади, сформовані під час теплого періоду. Посилилася берегова ерозія, що сприяло розширенню долини та її поглибленню.

Під час початкових фаз Віслинського зледеніння (MIS 5d–5a) клімат продовжував різко коливатися, що впливало на зміну рівня базису ерозії та активність флювіальних процесів. В умовах поступового похолодання посилювалися процеси механічного вивітрювання, відбувалася акумуляція лесових відкладів, характерних для холодних періодів плейстоцену. Унаслідок цього ландшафт долини Пруту набув сучасних рис, а III тераса остаточно оформилася внаслідок чергування періодів активної акумуляції та фази врізання русла.

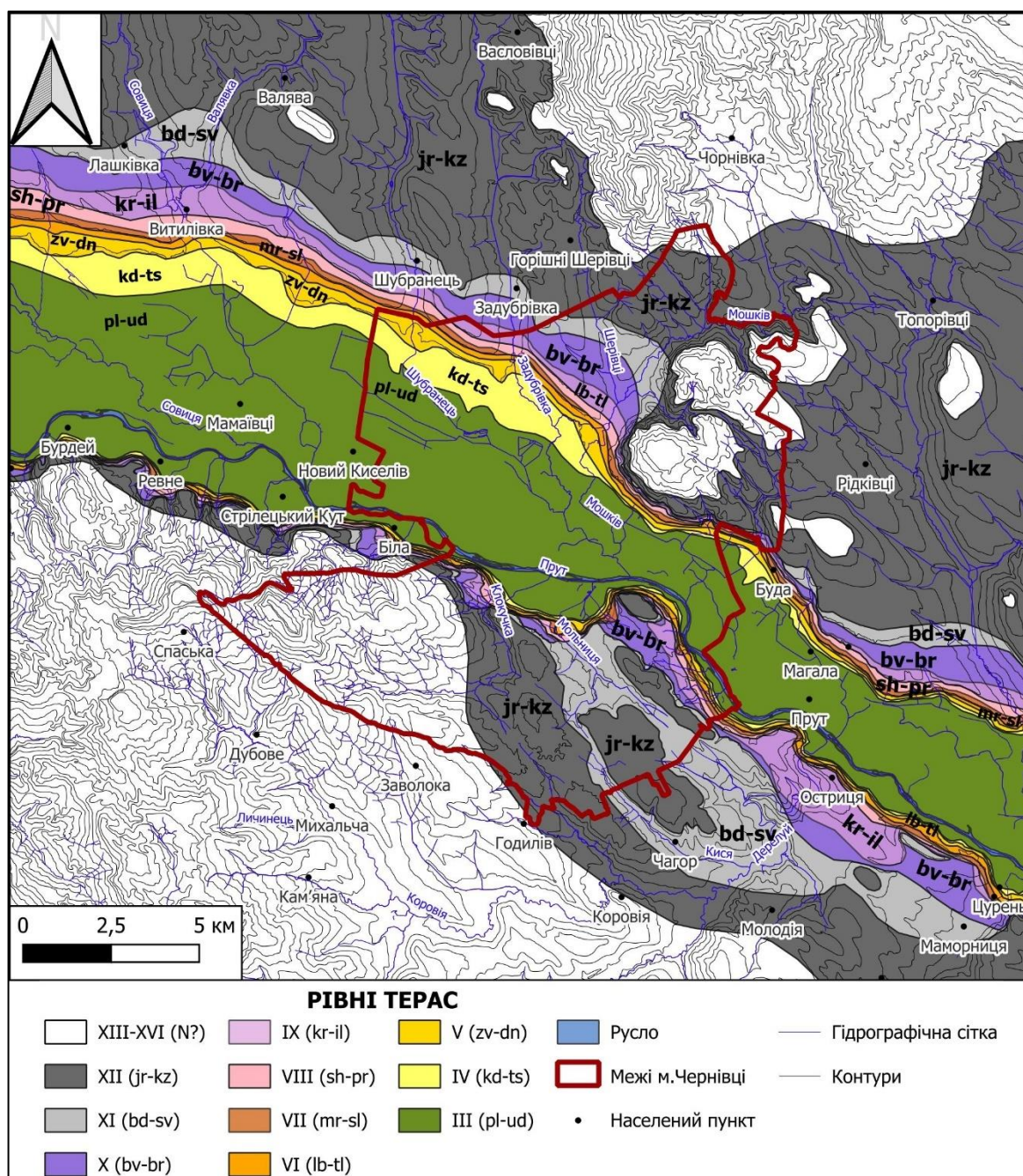


Рис. 4.13 Еволюція долини протягом прилуцько-удайського етапу (pl-ud)
(розроблено автором)

Витачівсько-бузький етап (90–50 тис. р. т) відповідає формуванню II надзаплавної тераси та збігається з 5d–5a ізотопно-кисневими стадіями, що супроводжувалося зниженням температур та скороченням водності річок (рис. 4.14). На початку етапу річка врізалася у III терасу, спричинивши її часткове руйнування. В періоди короточасних потеплінь відбувалася акумуляція алювіальних відкладів, що сприяло утворенню II тераси.

Відклади II тераси представлені переважно пісками, гравієм та суглинками, які накопичувалися в умовах змінного гідрологічного режиму.

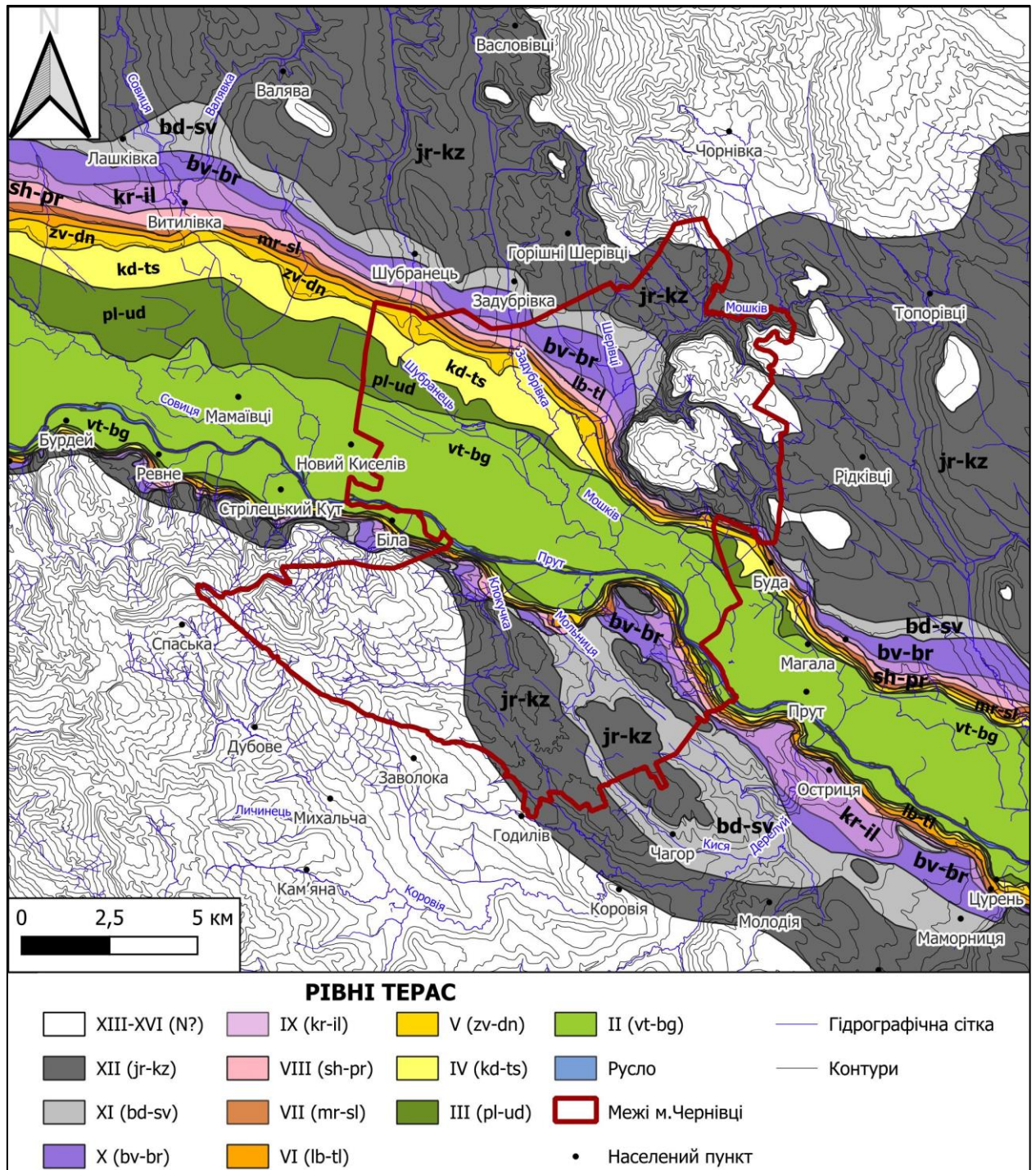


Рис. 4.14 Еволюція долини протягом витачівсько-бузького етапу (vt-bg)
(розроблено автором)

Дофінівсько-причорноморський етап (50–13,3 тис. років тому) в даний час сформувалась I надзаплавна тераса, сформувалася в кінці Віслинського

зледеніння (MIS 3–2), коли кліматичні умови значно погіршилися, а рівень води в річках зазнав значних коливань (рис.4.15).

У період максимального похолодання (25–21 тис. років тому) водність річки зменшилася, що сприяло подальшому врізанню русла.

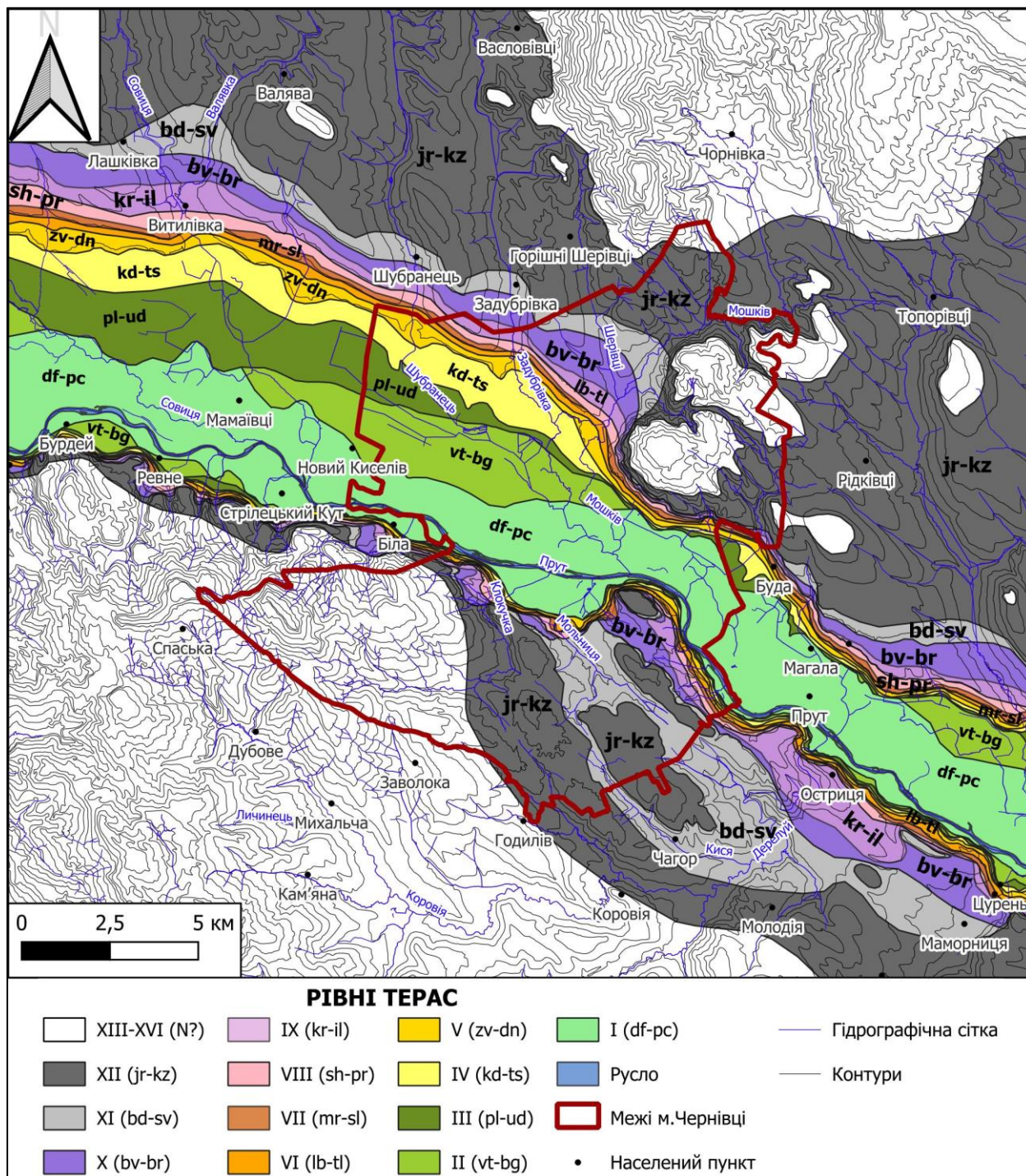


Рис. 4.15 Еволюція долини протягом дофінівсько-причорноморського етапу (vt-bg) (розроблено автором)

На межі пізнього плейстоцену та голоцену (21 тис. років тому) клімат почав поступово теплішати, що сприяло акумуляції осадів та частковому розширенню тераси.

Відклади І тераси містять алювіальні піски, глини та гальку, що свідчать про зміну водного режиму в умовах холодного та посушливого клімату. Даний рівень нижче Новоселицької улоговини не простежується.

Голоценова заплава річки Прут. Сучасна заплава Пруту почала формуватися після закінчення льодовикової епохи (12–10 тис. р. т.) у зв'язку з потеплінням клімату та збільшенням водності річкової системи (рис.4.16).

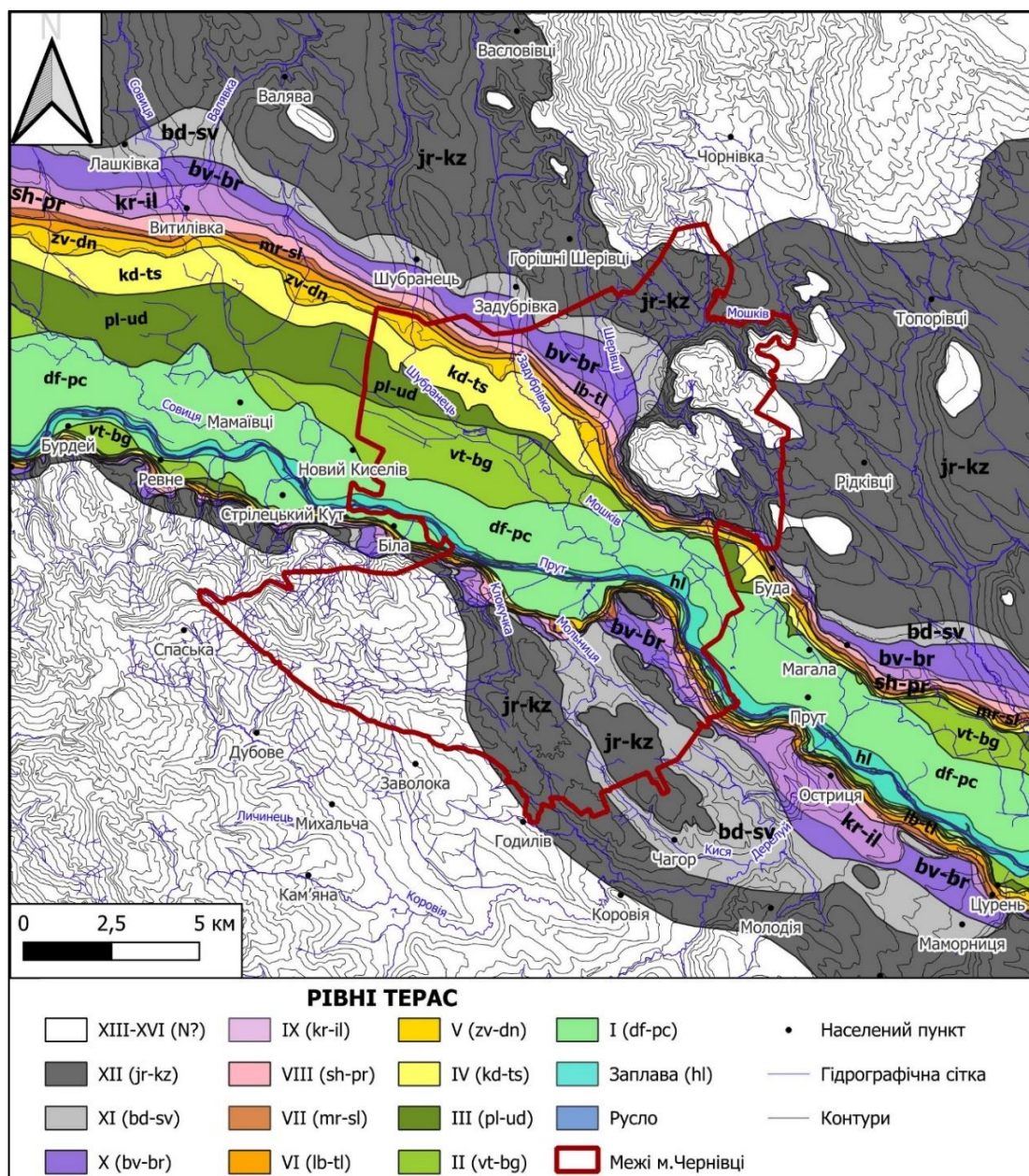


Рис. 4.16 Еволюція долини протягом голоцену (hl) (розроблено автором)

У ранньому голоцені (10–8 тис. років тому) відбулося підвищення рівня води, що сприяло накопиченню мулистих та піщаних відкладів.

У середньому та пізньому голоцені (7 тис. років тому – сучасність) відзначаються періодичні паводки, які розширювали русло та сприяли утворенню сучасної заплави. Заплава річки Прут продовжує формуватися й сьогодні під впливом сезонних паводків та діяльності людини.

Висновки до розділу 4

1. Територія Прут-Дністерського межиріччя є активною зоною тектонічних процесів, що формують рельєф, сейсмічну активність та інженерно-геологічні умови регіону. Неотектонічні процеси продовжують змінювати сучасний рельєф, впливаючи на ерозію та зсуви.

2. У долині р. Прут виявлено грабеноподібну структуру, що виникла внаслідок тектонічних порушень. Диференційовані рухи призвели до формування систем піднять і знижень, які вплинули на річкову мережу та розвиток терас.

3. Кліматичні коливання відіграли важливу роль у розвитку річкових долин. Під час теплих періодів (міжльодовикових) активізувалися ерозійні процеси, тоді як холодні періоди (льодовикові) знижували водність річок та ерозійну активність.

4. Льодовики, особливо у Чорногірському масиві, суттєво змінювали рельєф, утворюючи морени та карові заглиблення. Танення льодовиків спричиняло паводки, що формували річкові долини.

5. Ритмічні кліматичні зміни пліоцену та плейстоцену: почергові теплі та холодні періоди впливали на розвиток річкових долин, формуючи лісостепові та степові ландшафти, а також лесові відклади під час холодних етапів.

6. Дослідження надзаплавних терас Пруту показало, що їхнє формування відбувалося під впливом кліматичних змін, тектонічних рухів і флювіогляціальних процесів. XII та XI тераси виникли внаслідок інтенсивних

коливань клімату, що сприяли накопиченню значних алювіальних відкладів. X–VIII тераси зазнали активного ерозійного врізання русла, що супроводжувалося змінами напрямку течії. VII та VI тераси сформувалися під впливом льодовикових процесів, які визначили особливості річкової мережі та літологічного складу. V та IV тераси пов’язані з теплішими міжльодовиковими періодами, що сприяли стабілізації алювію та розширенню долини. III та II тераси формувалися під час Віслинського зледеніння, коли водність річки значно зменшилася, а ерозія посилювалася. I тераса утворилася внаслідок завершення льодовикового періоду та початку голоцену, що супроводжувалося накопиченням осадів. Сучасна заплава Пруту продовжує зазнавати змін під впливом сезонних паводків і антропогенних чинників. Загалом, еволюція терас відображає складну взаємодію кліматичних, тектонічних і гідрологічних процесів, що визначали розвиток річкової системи в різні геологічні епохи.

ВИСНОВКИ

1. У ході дисертаційного дослідження було встановлено морфологічні та морфометричні характеристики надзаплавних терас Пруту, їхню геологічну будову, генезис, вік, а також палеогеографічні умови формування. Визначено основні чинники, які впливали на еволюцію терасової системи, серед яких ключову роль відіграли кліматичні зміни, тектонічні рухи та гідрологічні процеси.

2. Аналіз існуючих підходів до класифікації терас показав, що досі немає єдиної позиції щодо їхньої кількості та критеріїв виділення, особливо в долині Пруту. З метою уточнення висотних рівнів терас було використано дані інженерно-геологічних розвідок, що дозволило більш детально визначити структурні особливості терасових комплексів.

3. При дослідженні терас було застосовано терасовий поділ запропонований М. Векличем (1982), який дозволяє систематизувати терасові рівні за відносними висотами та геоморфологічними ознаками. Це сприяло більш точному визначенню просторової організації терас у долині Пруту та аналізу динаміки розвитку річкової системи в різні геологічні періоди.

4. Аналіз даних із 3500 інженерно-геологічних свердловин, розташованих у передмісті та місті Чернівці, дозволив отримати детальну характеристику пізньокайнозойських відкладів у долині річки Прут. Дослідження охоплює різноманітні параметри, включаючи абсолютні відмітки устя свердловин, глибину залягання ґрунтів, їхній літологічний склад, рівень підземних вод, а також фізико-механічні властивості ґрунтів.

5. Досліджувана територія має складну геолого-геоморфологічну будову, що визначається її розташуванням у зоні зчленування Карпатської складчастої структури та Волино-Подільської плити. Тектонічні рухи значною мірою вплинули на формування рельєфу, який поєднує рівнинні, передгірні та гірські форми. Геологічний розріз охоплює породи різних вікових груп, починаючи від архейського періоду до пліоцену.

6. Річкова система регіону, зокрема річка Прут, характеризується динамічним паводковим режимом, звивистим руслом із меандрами та значною акумуляцією алювію. Гідрографічні умови визначаються наявністю потужних водоносних горизонтів, що мають високі дебіти, особливо у зонах алювіальних відкладів.

7. Клімат території варіюється залежно від висоти, що впливає на кількість опадів і температурний режим. Останні кліматичні зміни сприяють екстремальним явищам, таким як посухи та паводки, що впливає на водність малих річок та стан ґрунтів.

8. Рослинність представлена переважно дубово-грабовими та буковими лісами, які відіграють важливу роль у збереженні екологічного балансу та захисті ґрунтів від ерозії. Ґрунтовий покрив регіону різноманітний, з переважанням опідзолених чорноземів і сірих лісових ґрунтів, що забезпечує високу природну родючість.

9. Комплекс нижніх терас р. Прут має складну будову, що відображає вплив як флювіальних, так і тектонічних процесів. I-й терасовий рівень складається з насипних ґрунтів, гумусових і важких жовто-бурих суглинків, а також гравійно-галечникових відкладів. Радіовуглецеве датування деревини (2470 ± 29 BP у межах I-ї тераси та 2750 ± 29 BP поблизу III-ї тераси) підтверджує активні алювіальні процеси середнього голоцену, що збігається з *фанагорійською* регресією Чорного моря. II-й терасовий рівень (6,5–8,0 м) переважно представлений важкими суглинками, супісками та гравійно-галечниковими відкладами, чітко простежується на лівому березі та має сліди старичних форм. III-й рівень (9,0–14,0 м) також зберігся лише на лівому березі, тоді як у межах “Чернівецьких воріт” він відсутній. Його основа складена гравійно-галечниковими відкладами, що лежать на верхньоміоценових глинах. Наявність переаглиблених каналів у зоні “воріт” свідчить про активні висхідні тектонічні рухи, що впливали на формування рельєфу.

10. Середні тераси, а особливо з правого борту долини сильно уражені зсувними процесами, які проявляються здебільшого у зміщенні великих блоків, які захоплюють корінні глини. Тому тут лише фрагментарно простежуються VII-X-та тераси, або взагалі не простежуються тераси з III по VI. У розрізах середніх та високих терас відсутній русловий алювій, що свого часу вже відмічалось М. Кожуріною (1956). Натомість широко розвинена XII-та тераса ярківсько-кизилярська (jr-kz), яка датується середнім пліоценом. У її поверхню врізані чотири прадолини діагонального північно-західного простягання, заповненні частково озерно-болотними відкладами. У південно-східній частині ареалу наявні доступні для вивчення розрізи XI-ї тераси.

11. Виділені палеодолини у межах м.Чернівці свідчить про їхню тісну залежність від тектонічних порушень північно-західного простягання, які орієнтовані паралельно до Карпатського орогену. Більшість цих долин успадковані сучасними малими річками та їхніми притоками, що вказує на значний вплив гідрологічних та геоморфологічних процесів упродовж їхньої еволюції. Наявність лінеamentів, що перетинають основні розломи, ймовірно, вказує на оконтурення малих тектонічних блоків, що підтверджує роль неотектонічної активності у формуванні рельєфу.

12. На лівому борту долини комплекс терас вище та нижче “воріт” простежується більш повно. Проте тут вони теж частково деформовані схиловими процесами. Як і на правому березі, широко представлена XII-та пліоценова тераса. Проте, як і на правому, в її будові відсутній русловий алювій.

13. Представлене стратиграфічне розчленування геологічної будови більшості терас (за виключенням I-ї та II-ї) має попередній характер і потребує подальшого уточнення методами палеогеографії (насамперед, палінологічне вивчення).

14. Протягом пліоцену, плейстоцену та голоцену відбулося: формування терасового, річкові перехоплення, активні неотектонічні рухи та інші геоморфологічні зміни. Аналіз даних інженерно-геологічних розвідок,

палеонтологічних знахідок та інших стратиграфічних даних дозволив виконати палеогеографічні реконструкції для кожного етапу розвитку долини.

15. Терасовий комплекс річки Прут відображає складну історію геоморфологічного розвитку, що значною мірою визначався кліматичними коливаннями, тектонічними рухами та флювіальними процесами. Найдавніші тераси формувалися під впливом значних зледенінь та потужних алювіальних відкладів, що свідчить про активну річкову діяльність у давні геологічні епохи. Поступове врізання русла та зміни водного режиму призвели до формування нових рівнів терас, у літологічному складі яких домінують суглинисті, піщані та галькові осади.

16. Тектонічна активність Станіславської улоговини, Волино-Подільської плити та Хотинського підняття суттєво вплинула на морфологію долини, викликаючи асиметрію схилів та зміну напрямку течії. Формування терас супроводжувалося чергуванням льодовикових і міжльодовикових періодів, що відображено у зміні складу алювіальних відкладів та ступеня врізання русла.

17. Починаючи з середнього плейстоцену, зменшення водності, викликане кліматичними змінами, сприяло посиленню ерозійних процесів і стабілізації річкової мережі. Останні етапи розвитку долини Пруту пов'язані з завершенням Віслинського зледеніння, коли врізання русла супроводжувалося акумуляцією алювію та формуванням сучасної заплави. Таким чином, терасовий комплекс Пруту є цілісним геоморфологічним свідченням палеогеографічних змін регіону, відображаючи взаємозв'язок тектонічних, кліматичних та флювіальних процесів.

18. Сучасна заплава Пруту формується під впливом сезонних паводків та антропогенних факторів. Періодичні паводки призводять до розширення заплави та зміни русла. Відклади представлені алювіальними пісками, глинами та галькою, що свідчать про зміну водного режиму.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

Опубліковані матеріали

1. Артюшенко, О. Т., & Мельничук, І. В. (1979). Палеоботанічна і малакофауністична характеристика четвертинних відкладів опорного розрізу біля м. Снятин (Передкарпаття). *Український ботанічний журнал*, 36(6), 528–532.
2. Артюшенко, А. Т., Арап, Р. Я., & Безусько, Л. Г. (1982). *История растительности западных областей Украины в четвертичном периоде*. Наукова думка.
3. Байрак, Г. (2018). Методи геоморфологічних досліджень. *Львів: ЛНУ ім. Івана Франка*, 292.
4. Бахмутов, В. (2007). Магнитостратиграфія плейстоцена: современное состояние, проблемы и перспективы исследований. *Матеріали XIV українсько-польського семінару «Проблеми середньоплейстоценового інтергляціалу»*, Львів, 96–108.
5. Бондар, К., Віршило, І. В., & Гордієнко, Т. Р. (2010). Магнітостратиграфія та анізотропія магнітної сприйнятливості водно механічних відкладів карстової печери Атлантида. *Вісник Київ. ун-ту. Геологія.–2010.–Вип. 49*, 24–28.
6. Бондарчук, В. Г. (1975). *Стратиграфія УРСР. Том X. Неоген*. Академія наук УРСР, Інститут геологічних наук. Київ: Наукова думка.
7. Бубняк, І. М. (2006). Тектоніка зони зчленування Східно-Європейської платформи та Українських Карпат. *Київ: Автореф. дис.... канд. геол. наук. ІГФ*.
8. Ващенко, В. О., Євтушко, Г. Л., & Британ, А. Й. (2003). *Державна геологічна карта України масштабу 1: 200 000. Карпатська серія М-35-XXXII (Чернівці). L-35-II (Кимпулунг-Молдовенеск)*. Пояснювальна записка. Київ.
9. Веклич, М. Ф. (1982). Палеоетапність і стратіотипи ґрунтових формацій верхнього кайнозою: Монографія. Київ: Наукова думка.

10. Веклич, М. Ф., Сиренко, Н. А., Матвишица, Ж. Н., и др. (1984). *Палеогеография Киевского Приднепровья*. Наук. думка.
11. Веклич, М. Ф. (1990). *Основы палеоландшафтоведения*. Київ: Наук. думка.
12. Веклич, М. Ф. (1999). Палеогеографія: сучасний етап, головні завдання. *Український географічний журнал*, (3), 12–18.
13. Вольфман, Ю. М., Кендзера, А. В. & Пустовитенко, Б. Г. (1994). Проміжний звіт про виконання I етапу робіт за темою № 39/95а. Уточнення нормативної бальності території м. Чернівці та Чернівецької області (Т. 1). Сімферополь: НАН України. Інститут геофізики ім. С. І. Субботіна.
14. Герасименко, Н. П. (2020). Палеогеографія четвертинного періоду України (палеоландшафти): підручник. К.: *Прінт-Сервіс*.
15. Геренчук, К. И. (1947). О речных перехватах в Прикарпатье. *Известия ВГО*, 79(3), 345–349.
16. Геренчук, К. И. (1960). *Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины*. Львовського ун-та.
17. Геренчук, К. И. (1961). Про асиметрію схилів річкових долин Російської рівнини. *Географічний збірник Укр. ГТ*, (4), 35-48.
18. Геренчук, К. И. (1966). Ландшафти західних областей УРСР, питання їх використання, охорони і перетворення.—У кн. *Охорона природи західних областей УРСР*. Вид-во Львів. ун-ту.
19. Гожик, П. Ф. (1962). До питання геоморфології долини р. Прут. *ДАН УРСР*, (7), 942-945.
20. Гожик, П. Ф. (1965). Моллюски четвертичных антропогенных отложений террас Прута. *Материалы по четвертичному периоду Украины* (с. 150–156). Наукова думка.
21. Гожик, П. Ф. (1966). *Геология и стратиграфия террасовых отложений долины р.Прут* [Неопубл. автореф. дис. канд. геол. наук]. Институт геологических наук Академии наук Украинской ССР.

22. Гофштейн, И. Д. (1995). Геоморфологический очерк Украинских Карпат. *Киев: Наук. думка*, 85.
23. Демедюк, М. С., & Христофорова, Т. Ф. (1975). Про першу знахідку похованого торфовища микулинського віку в Передкарпатті. *Доповіді АН УРСР. Серія Б*, (8), 678–682.
24. Державний комітет України у справах містобудування і архітектури. (1997). Основи та підвалини будинків і споруд. Ґрунти. Класифікація (ДСТУ Б В.2.1-2-96). Київ: Державний комітет України у справах містобудування і архітектури.
25. Заяць, Х. Б. (2013). Глибинна будова надр Західного регіону України на основі сейсмічних досліджень і напрямки пошукових робіт на нафту і газ. *Львів: ЛВ УкрДГРІ*.
26. Іванов, Б. М. (1956). До питання про розвиток рельєфу Карпат в четвертинному часі. Праці експедиції Чернівецького державного університету. Серія геолого-географічна, (3), 3-21.
27. Каднічанський, Д. А. (2008). *Поверхні вирівнювання Українського Передкарпаття* [Дис. канд. геоморф. наук, Львівський національний університет імені Івана Франка]. <https://uacademic.info/ua/document/0409U000497>
28. Кирилюк, А. О. (2009). Геогідроморфологічний аналіз розвитку русла та заплави Верхнього Пруту. [Автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геогр. наук: спец. 11.00.07 «Гідрологія суші, водні ресурси, гідрохімія»], Київ.
29. Кирилюк, С. М. (2006). Мікроклімати Хотинської височини та їх вплив на розвиток садівництва. Наукові записки Вінницького державного педагогічного університету імені Михайла Коцюбинського, (12), 37-42. <https://archer.chnu.edu.ua/xmlui/handle/123456789/10977>
30. Кирилюк, О. В., Кирилюк, С. М. (2023). Геогідроморфологічне обґрунтування методики оцінки стану басейнових систем малих річок (на

прикладі річок Гукова, Дерелую та Виженки): монографія. Чернівці: Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича.

31. Клапчук, В. М. (1994). Етапи розвитку річкових долин басейну верхнього Пруту. *Автореферат дисертації на здобуття вченого ступеня кандидата географічних наук, Київ, 1991г.-23с.*

32. Клапчук, В. М. (2006). Терасовий комплекс та перебудова гідромережі долини Верхнього Пруту в пліоцені та плейстоцені. Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій, 26-39.

33. Кожуріна, М. С. (1956 а). Геоморфологічна будова долини р. Прут у Прикарпатті. Праці експедиції Чернівецького державного університету. Серія геолого-географічна, (3), 22.

34. Кожурина, М. С. (1956 б). Опыт исследования продольных профилей некоторых рек Прикарпатья для целей тектонического анализа. *Известия ВГО*, 88(1), 81–84. М.-Л.: Издательство АН СССР.

35. Кожуріна, М. С. (1960). До історії географічного розвитку басейну і долини р. Прут у межах Буковини. Праці експедиції по комплексному вивченню Карпат і Прикарпаття, Чернівецький державний університет, серія географічна, (5), 54-60.

36. Кожуріна, М. С. (1965). Про тераси долини Пруту на Покутті. Геоморфологія річкових долин України, К.: Наук. думка, 132-138.

37. Кожуріна, М. С., & Станішевський, В. А. (1978). Геоморфологія. В Природа Чернівецької області (Ред. К. І. Геренчук) (с. 45-56). Львів : Вища школа.

38. Коржик, В. П., Чорней, І. І., Скільський, І. В., Буджак, В. В., & Токарюк, А. І. (2012). *Хотинська височина* (В. П. Коржик, Ред.). Буковинське товариство природодослідників, Чернівецький національний університет імені Ю. Федьковича, Чернівецький краєзнавчий музей, Національний природний парк "Хотинський". Чернівці: Друк Арт.

39. Коржик, В., Чорней, І., Токарюк, А., & Скільський, І. (2024). Фізико-географічне районування Чернівецької області. *Науковий вісник Чернівецького університету: Географія*, (847), 55- 72. <https://doi.org/10.31861/geo.2024.847.55-72>
40. Костенюк, Л. В. (2010). Кліматичні умови та гідрологічний режим басейну Верхнього Пруту. *Вісник Дніпропетровського університету. Геологія. Географія*, 18(3/2), 130–135.
41. Костенюк, Л. В. (2011). Геоморфологічні типи умов формування русел у басейні Верхнього Пруту. *Науковий вісник Чернівецького університету: збірник наукових праць. Географія*, (553-554), 73–77.
42. Кравчук, Я. С. (1999). Геоморфологія Передкарпаття: монографія. Львів: Вид-во Меркатор.
43. Крокос, В. І. (1926). Краткий очерк четвертичных отложений Украины. *Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологии*, (4), 214–264.
44. Крокос, В. І. (1927). Матеріали до характеристики четвертинних покладів східної і південної України. *Матеріали дослідження ґрунтів України. Секція ґрунтознавства*, 9(5), 1–325.
45. Круглов, С. С., Арсірій, Ю. О., & Веліканов, В. Я. (2007). Тектонічна карта України. Масштаб 1: 1 000 000. Пояснювальна записка. Частина 1 та ін. *Круглов С.С., Арсірій Ю.О., Веліканов В.Я. та ін.–Київ: УкрДГРІ.*
46. Куница, Н. А. (1974). Стратиграфия и малакофауна плейстоцена Украины. *Черновцы, изд. Черновицкого ун-та.*
47. Лещух, Р. Й., & Іваніна, А. В. (2002). *Стратиграфія: Навчально-методичний посібник*. Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка.
48. Лебєдєв, В. Г. (1957). До геоморфології Буковинських Карпат. *Праці експедиції Чернівецького державного університету. Серія географічних наук* (4), 12–27.
49. Матвіїшина, Ж. М., Герасименко, Н. П., Передерій, В. І., Брагін, А. М., Івченко, А. С., Кармазиненко, С. П., ... & Пархоменко, О. Г. (2010).

Просторово-часова кореляція палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України. Київ: Наукова думка.

50. Національний атлас України. (н.д.). *Геоморфологічне районування України*. Retrieved January 3, 2025, from <https://geomap.land.kiev.ua/zoning-6.html#close>

51. Паранько, І. С. (2008). *Основи четвертинної геології: Навчальний посібник*. Кривий Ріг: Видавничий центр КТУ.

52. Польчина, С. М. (2014). *Профільно-диференційовані оглеєні ґрунти Передкарпаття: генеза, варіабельність, систематика*. Чернівці: Чернівецький нац. ун-т.

53. Поп'юк, Я., Рідуш, Б., & Шавранський, В. (2021). Заселення долини Верхнього Пруту в пізньому плейстоцені. *Культурний ландшафт як географічний феномен: Матеріали Міжнародної наукової конференції (Чернівці, 23–25 вересня, 2021 р)*, 77-78.

54. Прилипко, С., & Альперт, С. (2003). Математичне обґрунтування визначення віку четвертинних відкладів. *GEO&BIO*, (24), 159– 165. <https://doi.org/10.53452/gb2410>

55. Рідуш, Б., Купріч, П., Поп'юк, Я., Шавранський, В., Костюк, У., & Рідуш, О. (2021). Печери Баламутівського берега Дністра. *Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій. Матеріали доповідей 12 науково-практичного семінару за міжнародної участі (Львів, 25–26 листопада 2021 р.)*, 126-130.

56. Рідуш, Б. Т., & Николин, О. (2014). Датування нижніх терас Верхнього Пруту за викопними хоботними (PROBOSCIDEA). *Науковий вісник Чернівецького університету: Географія*, (696), 36-39.

57. Рідуш, Б., Поп'юк, Я., & Шавранський, В. (2021). «Закриття» печерного палеоліту в печері Думка. *Пам'ятки Тустані в контексті освоєння Карпат: Матеріали V Міжнародної науково-практичної конференції до 50-ліття експедиції в Тустані (Львів, 30 вересня – 1 жовтня 2021 р.)*, 13-15.

58. Рідуш, Б., Поп'юк, Я., Понич, В., & Шавранський, В. (2021). Зеленів – новий розріз четвертинних терасових відкладів на правому березі Пруту. *Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій. Матеріали доповідей 12 науково-практичного семінару за міжнародної участі* (с. 110-115). Львів: ВЦ ЛНУ імені Івана Франка.

59. Рідуш, Б., Шавранський, В. (2024). Неотектонічні рухи в долині р. Прут: записи у карсті та відкладах річкових терас. *Проблеми геоморфології і палеогеографії українських Карпат і прилеглих територій : Збірник наукових праць* (Вип. 02 (17), 160- 172. <http://dx.doi.org/10.30970/gpc.2024.2.4564>

60. Рідуш, Б., Шавранський, В., Фіщук, М., Бондар, К., & Купріч, П. (2024). Нова велика лабіринтова печера у гіпсовому карсті Припруття. *Матеріали доповідей XIV науково-практичного семінару за міжнародної участі «Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат та прилеглих територій» (Львів, 12-15 вересня, 2024 р.)*, 46-49.

61. Рудницький, С. (1913). *Знадоби до морфології Подільського сточища Дністра*. Збірник Математично-природописно-лікарської. Секція НТШ, Львів (XVI).

62. Рудько, Г. И., & Осиюк, В. А. (Ред.) (2012). Закономерности развития оползневых процессов на территории Карпатского региона Украины. Чернівці : Букрек.

63. Сиренко, Н. А., & Турло, С. И. (1986). *Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене*. Наук. думка.

64. Спиця, Р. (2016). Неотектонічно активні розломні порушення зони зчленування Українських Карпат і платформних рівнин. *Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій*, (1), 206-214.

65. Цись, П. М. (1961). Про основні генетичні типи рельєфу західних областей України. *Географічний збірник*, (4), 25-34.

66. Чепалыга, А. Л. (1967). *Антропогеновые пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение*. Наука.
67. Шавранський, В. (2023). Геологічна будова нижніх терас долини р. Прут в районі «Чернівецьких воріт» (за даними інженерно геологічних розвідок). *Всеукраїнський науковий семінар пам'яті професора Володимира Круля «Історична географія» (Чернівці, 21–22 вересня, 2023 р.)*, 85-88.
68. Шавранський, В. Ф. (2024). Геологічна будова четвертинних відкладів днища долини р. Прут в районі “Чернівецьких воріт” (за даними інженерно-геологічних розвідок). *Науковий вісник Чернівецького університету: Географія*, (847), 44– 54. <https://doi.org/10.31861/geo.2024.847.4-54>
69. Шавранський, В., & Рідуш, Б. (2024). Геолого-геоморфологічна будова долини р. Прут в районі м. Чернівці (за даними інженерно-геологічних розвідок). *Науковий вісник Чернівецького університету: Географія*, (849), 122-134. <https://doi.org/10.31861/geo.2024.849.122-134>
70. Шульга, П. Л., & Цапенко, І. І. (Ред.) (1972). Геологічна карта СРСР масштабу 1: 200 000, аркуші М-35-XXXIII, L-35-III. Серія Волинсько-Подільська. Пояснювальна записка. Київ: Мін. Гео. УРСР.
71. Штогрин, О. Д., & Гавриленко, К. С. (Ред.). (1968). *Підземні води західних областей України*. Київ: Наукова думка.
72. Ющенко, Ю., Пасічник, М., Бурбак, О., Вудвуд, М., & Закревський, О. (2023). Природний і антропогенно змінений стан ландшафту річки Прут в межах урбоєкосистеми Чернівців та проблеми оптимізації управління ним. *Věda a perspektivy. Série “Ekologie”*, 8(27), 295–307.
73. Andreychouk, V., & Ridush, B. (2009). Karstogenesis at the Prut river valley (western Ukraine, Prut area). *HipogeneSpeleogenesis and Karst Hidrogeology of Artesian basins, Ukrainian Institute of Speleology and Karstology*.
74. Andreychouk, V., Worobiec, E., Gedl, P., & Worobiec, G. (2014). Origin of the palaeokarst in Miocene evaporites on the SW periphery of the Eastern European Platform in the light of palynological studies—a case study of the

Zoloushka Cave, Bukovina, Western Ukraine. In *Annales Societatis Geologorum Poloniae* (Vol. 84, No. 4, pp. 297-322).

75. Boguckyj, A., & Lanczont, M. (2002). Loess stratigraphy in the Halyc Prydnistrov'ja region. *Loess i paleolit Nadniestrza Halyckiego (Ukraina)*, *Studia Geologica Polonica*, 119, 315–327.

76. Bondar, K., & Ridush, B. (2015). Rockmagnetic and palaeomagnetic studies of unconsolidated sediments of Bukovynka Cave (Chernivtsi region, Ukraine). *Quaternary International*, 357, 125-135.

77. Bowman, S. (1990). Radiocarbon Dating (London: British Museum).

78. Bratescu, C. (1925). Citeva captari cuaternare si iminente in Bucovina si Pocutia. *Buletinul Institutului de Istorie si Limba. Codrul Cosminului, Cernauti*, 2, 101–118.

79. Bratescu, C. (1933). Poarta de la Cernăuți. *Buletinul Societății regale Române de geografie*, (LII), 1-23.

80. Creer, K. M., Tucholka, P., & Barton, C. E. (1983). *Geomagnetism of Baked Clays and Recent Sediments*. Amsterdam: Elsevier.

81. Damblon, F., Haesaerts, P., & Van Der Plicht, J. (1996). New datings and considerations on the chronology of the Upper Palaeolithic sites in the Great Eurasian Plain. *Préhistoire Européenne*, 9, 177–231.

82. de Leeuw, A., Bukowski, K., Krijgsman, W., & Kuiper, K. F. (2010). Age of the Badanian salinity crisis: Impact of Miocene climate variability on the circum-Mediterranean region. *Geology*, 38(8), 715–718.

83. de Martonne, E. (1924). *Excursions géographiques de l'Institut de Géographie de l'Université de Cluj en 1921: résultats scientifiques*. In *Lucrarile Institutului de Geografie al Universitatii din Cluj* (1), 187–203.

84. Gasiorowski, H. (1906). Slady glazyalne na Czarnohorze. *Kosmos*, 31(1–12), 148–168.

85. Haesaerts, P., & Gerasimenko, N. (2002). Climatic signal of Stage 5 and transition to Stage 4 in loess palaeosol succession of NW Europe and Ukraine. *Climate change at the very end of warm stage. Abstrs.*, 25-26.

86. Huggett, R.J., 1998, Soil chronosequences, soil development, and soil evolution: a critical review, *Catena*, 32, 155–172.
87. Hughes, P.D., 2007. Allostratigraphy/morphostratigraphy. In: Elias, S. (Ed.), *Encyclopedia of Quaternary Sciences*. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, pp. 2841–2846.
88. Hughes, P.D., 2010. Geomorphology and quaternary stratigraphy: the roles of morpho-, litho-, and allostratigraphy. *Geomorphology* 123, 189–199
89. Hughes, P.D., Gibbard, P.L., Woodward, J.C., 2005. Quaternary glacial records in mountain regions: a formal stratigraphical approach. *Episodes* 28, 85–92.
90. Peryt, T., Peryt, M., & Jasionowski, M. (2012). Isotopic composition and genesis of the Ratyn limestone in the Carpathian Foreland Basin. *Sedimentary Geology*, 265(1–2), 117–129.
91. Paul, K., & Tietze, E. (1877). Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. *Jahrbuch der k.k. Geol. Reichsanst.*, 27(1), 66–103.
92. Pawlowski, S. (1914). Über ein altes Talstück in der Bukowina. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, (7), 246–255.
93. Peryt, T. M. (1997). Geochemical and stratigraphic evidence for Late Badenian salinity crisis. *Acta Geologica Polonica*, 55(2), 9–29.
94. Peryt, T., & Peryt, M. (2009). Diagenetic transformations in sulphate-carbonate facies of the Ratyn limestone. *Geological Quarterly*, 53(3), 279–295.
95. Peryt, T., Peryt, M., & Jasionowski, M. (2012). Isotopic composition and genesis of the Ratyn limestone in the Carpathian Foreland Basin. *Sedimentary Geology*, 265(1–2), 117–129.
96. Porucic, P. (1926). Relieful regiunii dintre Prut si Nistru. *Buletinul Societății Române de Geografie*, (XLVII), 6.
97. Ridush, B. (2022). The Quaternary vertebrate fauna of cave deposits of the Podillia-Bukovynian Karst-Speleological Area (Western Ukraine). In *Stratigraphy & Timescales* (Vol. 7, pp. 157-219). Academic Press.

98. Ridush, B., Popiuk, Y., Kononenko, O., Shavransky, V., & Ilkiv, M. (2024). The traces of Upper Paleolithic hunters on the Upper Prut. In *4th Conference «World of gravettian hunters»*, (Krakow, Poland, 20–24 May, 2024), 65-66.
99. Ridush, B., Rekovets, L., Popiuk, Y., Ridush, O., & Shavranskyi, V. (2021). Martynivka: A new cave site with Late Pleistocene small mammals' fauna in the Middle Dniester area (Ukraine). *Proceedings of INQUA SEQS 2021 Conference*, (Wrocław, Poland, 2021), 98-99.
100. Ridush, B., Shavransky, V., & Ridush, O. (2022). Cave sediments and tectonic morecords in gypsum karst of the Prut River valley. *Climate and Environmental Changes in Central-Eastern Europe. Past, Present and Future (CECCEE-2002)*, 2(1): Special Issue: Climate and Environmental Changes in Central-Eastern Europe: Past, Present and Future, 24-25
101. Rinterknecht, V., Matoshko, A., Gorokhovich, Y., Fabel, D., & Xu, S. (2012). Expression of the Younger Dryas cold event in the Carpathian Mountains, Ukraine?. *Quaternary Science Reviews*, 39, 106-114.
102. Rodrigues, T., Voelker, A. H. L., Grimalt, J. O., Abrantes, F., & Naughton, F. (2011). Iberian Margin sea surface temperature during MIS 15 to 9 (580–300 ka): Glacial suborbital variability versus interglacial stability. *Paleoceanography*, 26, PA1204. <https://doi.org/10.1029/2010PA001927>
103. Lyell, C. (1850). *Principles of geology: or, the modern changes of the earth and its inhabitants considered as illustrative of geology*. John Murray.
104. Lisiecki, L. E., & Raymo, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20, PA1003. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
105. Lomnicki, M. (1879). Dolina Prutu od Delatyna do Czarnohory pod względem geologicznym. *Rocznik Tow. Tatr.*, 1-9.
106. Malarz, R. (2003). *Downstream changes of fluvial gravels, the Prut River, Ukraine*. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 37, 123–135.

107. Matoshko, A. V., Gozhik, P. F., & Danukalova, G. (2004). Key late Cenozoic fluvial archives of eastern Europe: the Dniester, Dnieper, Don and Volga. *Proceedings of the Geologists' Association*, 115(2), 141-173.
108. Matoshko, A., Matoshko, A., & de Leeuw, A. (2019). The Plio–Pleistocene demise of the East Carpathian foreland fluvial system and arrival of the paleo-Danube to the Black Sea. *Geologica Carpathica*, 70(2).
109. Matoshko, A. (2024). Upper Cenozoic conglomeratic formations as a rock record of the turning points in the evolution of the Carpathian orogen and its foreland. *Geologica Carpathica*, 75(2).
110. Mayer, L. (1990). *Introduction to Quantitative Geomorphology*. Prentice Hall. Englewood Cliffs, NJ. 380 p.
111. Nimigeanu, G. (1967). *Constantin Bratescu. Opere alese*. București: Editura Științifică.
112. North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (NACSN), 1983. North American stratigraphic code. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 67, 841–875.
113. Olson, P. L., Legg, N. T., Abbe, T. B., Reinhart, M. A., & Radloff, J. K. (2014). A methodology for delineating planning–level channel migration zones(No. 14–06–025). Washington (State). Dept. of Ecology.
114. Teisseyre, W. (1903). Der paläozoische Horst von Podolien und die ihn umgehenden Senkungsfelder. *Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreichs-Ungarns und des Orients*, (15), 101–126.
115. Thompson, R., & Oldfield, F. (1986). *Environmental Magnetism*. London: Allen and Unwin.
116. Teisseyre, H. (1933). Znaczenie teras wschodnio-polskiego Podkarpacia w stosunku do kulminacyi fliszu obwodowego. *Geol. i Statyst. Naftowa Polski Karpat*, (3), 421-446.
117. Walker, M. (2005). *Quaternary dating methods*. John Wiley & Sons.
118. Yanko-Hombach, V., Gilbert, A. S., & Dolukhanov, P. (2007). Controversy over the great flood hypotheses in the Black Sea in light of geological,

paleontological, and archaeological evidence. *Quaternary International*, 167, 91-113.

119. Zalucki, L. (1932). W sprawie historii doliny Prutu na przedpolu Karpat Pokuckich. *Wiadomości Geograficzne*, (10).

120. Будівельник. (1965). *Строительные материалы Украины. Черновицкая область*. Киев: Будівельник.

Фондові матеріали

1. Андрейчук, В. Н., Бебых, В. Я., Олейник, В. А., Тойберман, С. М., Залевский, В. Г., Демченко, Т. А., & Ридуш, Б. Т. (1986). *Отчет о специальных инженерно-геологических изысканий для оценки карстоопасности территорий проектируемой зоны застройки Садгорского жилого района г. Черновцы (расширение Черновицкого завода крупнопанельного домостроения). ЧОКИ ЛФ “УкрГИИНТИЗ”*. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр.2039).

2. Бадаев, Н., Бабенко, И., Левченко, В., & Малішенко, В. (1977). *Отчет об инженерно-геологических изысканиях для реконструкции центрального городского пляжа на р. Прут в г. Черноцы. ГРИ “Укргипроинжпроект”*. Киев. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр. 109).

3. Борисенко, Ю. М., Бурлака, В. Н., & Шевчук, А. В. (1991). *Схема реконструкции водозабора Дубовцы-Шипинцы-Лужаны с применением системы искусственного пополнения подземных вод. Берегоукрепительные работы в районе низконапорной дамбы. Пояснительная записка и графические материалы. ГПИИ ЧФ “Львовгипроводхоз”*. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут”.

4. Волкова, З. И. (1986). *Отчет об инженерно-геологических изысканиях для строительства группы 9-ти этажных жилдомов в г.*

Черновцы, по ул. Красноармейской, 101. ЧОКИ ЛФ “УкрГІІНТИЗ”. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр.7364).

5. Волкова, З. И., Дымов, М. В., & Полевецкий, В. И. (1984). *Техническое заключение об инженерных изысканиях для строительства учебно-лабораторного корпуса с учебно-производственными мастерскими Черновицкого политехнического техникума ЧОКИ ЛФ “УкрГІІНТИЗ”. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут”*. (Спр. 7255. Кн.2).

6. Волкова, З. И., Залевский, В. Г., & Бебых, В. Я. (1985). *Отчет об инженерно-геологических изысканиях для строительства индустриального техникума на 960 учащихся в г. Черновцы, по ул. Сторожинецкой для рабочего проекта. ЧОКИ ЛФ “УкрГІІНТИЗ”. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут”*. (Спр. 7253, Кн.2).

7. Вульф, В. А. (1976). *Отчет об инженерных изысканиях для строительства 100 кв. жилого дома в г. Черновцы по ул. Текстильщиков, 4. ЧФ “Гипрогражданпромстрой”. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут”* (Спр.7504).

8. Вульф, В. А., Дымов, М. В., & Станишевский, В. А. (1981). *Отчет об инженерных изысканиях для строительства общежития на 352 места с блоком обслуживания в г. Черновцы, по ул. Ленина, 130. ЧОКИ ЛФ “УкрГІІНТИЗ”. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут”*(спр.7925, Т.2)

9. Ганина, Л. А., Богданов, В. И., Смирнов, Р. А., & Большаков, В. А. (1987). *Отчет о специальных гидрогеологических изысканиях для выполнения количественного прогноза подтопления территории микрорайона №1 (с учетом подсыпки) в Садгорском районе г. Черновцы. Гидрологические работы. УкрГІІНТИЗ. Киев. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут”* (Спр. 183, Кн.6).

10. Друкман, И. Л., Дымов, М. В., & Полевецкий, В. И. (1987). *Техническое заключение об инженерных изысканиях для строительства цеха по производству полистерольного пенопласта в г. Черновцы, по*

ул. Николаевской, 36. ЧОКИ ЛФ “УкрГІІІНТИЗ”. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр. 7402, Кн.2).

11. Дымов, М. В., & Станишевский, В. А. (1973а). *Заключение об инженерно-геологических изысканиях на стройплощадке под общежитие завода “Арсенал” по ул. Комарова в квартале №1 микрорайона №3 жилмассива “Южный” в г. Черновцы. ЧФ “Гипрогражданпромстрой”.* Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр. 7146).

12. Дымов, М. В., & Станишевский, В. А. (1973b). *Материалы инженерно-геологических изысканий для строительства двух двадцати квартирных жилых домов, в г. Черновцы, по ул. Красноармейской, 93. ЧФ “Гипрогражданпромстрой”.* Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр. 7102).

13. Дымов, М. В., Станишевский, В. А., & Рогинская, Р. М. (1974). *Отчет об инженерных изысканиях для строительства 8-ми квартирного жилого дома в с. Острица, Глыбокского р-на. ЧОКИ ЛФ “УкрГІІІНТИЗ”.* Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр. 7287).

14. Залевский, В. Г. (1990). *Техническое заключение об инженерно-геологических изысканиях для строительства полигона ТБО в с. Магала Новоселицкого р-на. ЧОКИ ЛФ “УкрГІІІНТИЗ”.* Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут”. (Спр. 7737, К.1).

15. Залевский, В. Г. (1991а). *Техническое заключение об инженерно-геологических изысканиях для строительства детского сада по ул. Демократической, 5 в г. Черновцы. ЧОКИ ЛФ “УкрГІІІНТИЗ”.* Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр.7800).

16. Залевский, В. Г. (1991b). *Техническое заключение об инженерно-геологических изысканиях по участку парка “Жовтневый” (концертный зал) в г. Черновцы. ЧОКИ ЛФ “УкрГІІІНТИЗ”.* Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр. 7740).

мікрорайону по вул. Лукіяновича (будівництво) в м. Чернівці. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр. 7601).

24. Залевський, В. Г., Олійник, В. О., & Шавранський, В. Ф. (2018). *Технічний висновок про інженерно-геологічні вишукування для вивчення зсувонебезпечності ділянки цегельного заводу №1 та його кар’єру по вул. Зелений в м. Чернівці. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр.7827).*

25. Залевський, В. Г., & Полевецький, В. І. (1993). *Технічне заключення про інженерно-геологічні розвідування для будівництва підземних пішохідних переходів по вул. Гагаріна-Корсунська в м. Чернівці (зсувний схил). ЧВКР “УкрЗахідДПНТР”. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр. 7747-1).*

26. Залевський, В. Г., & Полевецький, В. І. (2008). *Технічний висновок про інженерно-геологічні розвідування для технічного висновку про можливість використання для містобудівних потреб району вул. Нікітіна в м. Чернівці. ЧВ ВАТ “Геотехнічний інститут”. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр. 7025).*

27. Залевський, В. Г., Полевецький, В. І., & Золотарьов, П. П. (1994). *Технічне завдання про інженерно-геологічні розвідування для будівництва житлового будинку по вул. Некрасова, 5 в м. Чернівці. ЧВКР “УкрЗахідДПНТР”. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр. 7964).*

28. Заярный, Л. А., Вансович, А. Г., Вансович, А. Г., Гачков, А. Я., & Старков, Э. В. (1974). *Технический проект. Хозяйственно-бытовая канализация г. Черновцы. Расширение и реконструкция. Инженерно-геологические условия строительства (графические приложения). УЮГКС. Одесса. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр.3802. Т. II-18).*

29. Зиновьев, В., Степанянц, А., & Золотарев, В. (1968). *Отчет об инженерно-геологических изысканиях на промплощадке, площадке котельной и по трассе теплофикации предприятия п/я В-8586 в г. Черновцы (завод “Гравитон”). П/я 6665. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр. 57).*

30. Корнило, П. Я., & Олійник, В. О. (2010). *Технічний висновок про інженерно-геологічні розвідування для будівництва багатоквартирного житлового будинку з кафе швидкого харчування та паркінгом по вул. Фрунзе, 2 в м. Чернівці. ЧВ ВАТ "Геотехнічний інститут". Архів ЧВ ТОВ "Геотехнічний інститут" (Спр. 7203).*

31. Лысенко, В. П., Коханчик, С. Е., Чудакова, Г. М., & Новофастовская, Г. А. (1990). *Рабочий проект. Реконструкция мостового перехода через р. Прут по ул. Гагарина в г. Черновцы. Инженерно-геологические изыскания. РПИИ "Укркоммунремдорпроект". Днепропетровск. Архів ЧВ ТОВ "Геотехнічний інститут" (Спр. 221).*

32. Макогоненко, К. П., Декун, В. М., Аврутин, Я. С., Давыдов, В. В., & Рафаилова, И. М. (1983). *Отчет об инженерно-геологических изысканиях на площадке строительства 108-квартирных жилых домов №№109, 111, 113 по улице Красноармейской в г. Черновцы. ПИК "Укрспецстройпроект". Днепропетровск. Архів ЧВ ТОВ "Геотехнічний інститут" (Спр. 44).*

33. Олейник, В. А., Дымов, М. В., & Полевецкий, В. И. (1988). *Отчет об инженерных изысканиях для строительства школы в совхозе "Дружба" с. Магала Новоселицкого района Черновицкой области. ЧОКИ ЛФ "УкрГИИНТИЗ". Архів ЧВ ТОВ "Геотехнічний інститут". (Спр.7495. Т. 2).*

34. Олейник, В. А., Залевсктй, В. О., Дымов, М. В., & Полевецкий, В. И. (1989). *Техническое заключение об инженерно-геологических изысканиях для строительства учебно-спортивной базы "Цецино". Расчет устойчивости склона. ЧОКИ ЛФ "УкрГИИНТИЗ". Архів ЧВ ТОВ "Геотехнічний інститут" (Спр. 12. Кн. I).*

35. Олейник, В. О. (1984). *Отчет об инженерных изысканиях для строительства пожарного депо на 6 выездов с учебным пунктом и выставкой в г. Черновцы по ул. Комарова, 1. ЧОКИ ЛФ "УкрГИИНТИЗ". Архів ЧВ ТОВ "Геотехнічний інститут" (Спр. 7161).*

житлового будинку на ділянці за адресою м. Чернівці, провулок Смотрицький, 14. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр. 7820).

43. Орлов, В. А., Тюрєв, В. Ф., Кузнецов, В. П., & Амирди, И. П. (1985). *Схема размещения противооползневых сооружений на территории г. Черновцы. Природное обоснование. Чертежи. Укрюжгипрокоммун-строй. Одесса.* Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр. 5079, Т. 2.01/1-3).

44. Полевецький, В. І., & Залевський, В. Г. (1992). *Технічне заключення про інженерно-геологічні розвідування для будівництва протизсувних заходів для міської лікарні по вул. Гагаріна в м. Чернівці. ЧВКР “УкрЗахідДІНТР”.* Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр. 7855).

45. Полевецький, В. І., & Залевський, В. Г. (1995а). *Звіт про інженерні розвідування для будівництва протизсувних споруд по вул. Одеській - Барбюса в м. Чернівці. ЧВКР “УкрЗахідДІНТР”.* Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр. 7855-3, Кн.2).

46. Полевецький, В. І., & Залевський, В. Г. (1995b). *Технічне заключення про інженерно-геологічні розвідування для будівництва протизсувних споруд по вул. Одеській - Барбюса в м. Чернівці. ЧВКР “УкрЗахідДІНТР”.* Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут”. (Спр. 7855-5).

47. Полевецький, В. І., & Залевський, В. Г. (1995с). *Технічне заключення про інженерно-геологічні розвідування для виконання протизсувних заходів на території трикотажної фірми “Арніка” в м. Чернівці. ЧВ ВАТ “Геотехнічний інститут”.* Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут”. (Спр. АТ-7033).

48. Полевецький, В. І., & Залевський В. Г. (1997). *Технічне заключення про інженерні розвідування для будівництва протизсувних заходів по вул. Одеській - Барбюса в м. Чернівці (гідрогеологічна спостережна мережа).* ЧВ ВАТ “Геотехнічний інститут”. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут”. (Спр. 7855-6).

49. Полевецький, В. І., & Залевський, В. Г. (2004). *Звіт про інженерні розвідування для проекту детального плану території в межах вулиць Червоноармійська, пр-т Незалежності, Сторожинецька, Рівненська, Дубінська - площею 30га в м. Чернівці. ЧВ ВАТ "Геотехнічний інститут".* Архів ЧВ ТОВ "Геотехнічний інститут". (Спр. АТ-7435).

50. Полевецкий, В. И., & Бебых, В. Я. (1991). *Техническое заключение об инженерно-геологических изысканиях для строительства подземных пешеходных переходов и пересечении ул.Гагарина и Корсунской и на пересечении ул. 50 лет СССР и Заводской в г. Черновцы. ЧОКИ ЛФ "УкрГГИИНТИЗ".* Архів ЧВ ТОВ "Геотехнічний інститут" (Спр.7747).

51. Полевецкий, В. И., & Залевский, В. Г. (1990). *Отчет об инженерных изысканиях для строительства 2-кв. жилого дома по ул. Правды, 1 в г. Черновцы. ЧОКИ ЛФ "УкрГГИИНТИЗ".* Архів ЧВ ТОВ "Геотехнічний інститут" (Спр.31).

52. Рабина, Л. Л., Смирнов, Р. А., Большаков, В. А., Кравченко, Б. В., & Маричев, Г. Ф. (1987). *Техническое заключение об инженерно-геологических изысканиях для строительства трех жилых домов со встроенно-пристроенными магазином, кафе, пунктом КБО по ул. Артема, 10 в г. Черновцы. Книга 1. УкрГГИИНТИЗ. Киев. Архів ЧВ ТОВ "Геотехнічний інститут".* (Спр.179).

53. Ридуш, Б. Т., Дымов, М. В., & Полевецкий, В. И. (1988). *Техническое заключение об инженерно-геологических изысканиях для строительства дома-интерната для престарелых по ул. Коммунистической, 13 в г. Черновцы. ЧОКИ ЛФ "УкрГГИИНТИЗ".* Архів ЧВ ТОВ "Геотехнічний інститут". (Спр.7530, Кн.2).

54. Ридуш, Б. Т., Залевський, В. Г., & Полевецький, В. І. (1993). *Матеріали спеціальних інженерно-геологічних розвідувань у місці аварійного провалу по вул І. Вільде в м. Чернівці. ЧВКР "УкрЗахідДІІНТР".* Архів ЧВ ТОВ "Геотехнічний інститут" (Спр. 7916-1).

55. Рогинская, Р. М. (1977). *Отчет об инженерных изысканиях для строительства общежития обувной фабрики в г. Черновцы, по ул. Бережанской - Тисменицкой. ЧФ "Гипрогражданпромстрой". Архів ЧВ ТОВ "Геотехнічний інститут" (Спр.7535).*

56. Рогинская, Р., Станишевский, В., & Иошпа, И. (1973). *Отчет об инженерно-геологических изысканиях для строительства школы в г. Черновцы по ул. Комарова, 26. ЧФ "Гипрогражданпромстрой". Архів ЧВ ТОВ "Геотехнічний інститут" (Спр. 7113).*

57. Руденко, Ю. И., Уралова, Л. Е., Заречный, Ю. В., & Шолох, Ю. С. (1984). *Отчет об инженерно- гидрогеологических изысканиях для количественного прогноза подтопления территории микрорайона №1 жилмассива "Русский" в г. Черновцах. Кн. 1. Текст. Кн. 3. Графические приложения. УкрГГИИНТИЗ. Киев. Архів ЧВ ТОВ "Геотехнічний інститут" (Спр. 54).*

58. Станишевский, В. А., & Дымов, М. В. (1963). *Заключение об инженерно-геологических условиях строительной площадки под жилдом №64а по ул. Чагурской в квартале 183-186. (Спр. 24/10).*

59. Станишевский, В. А., & Дымов, М. В. (1971). *Отчет об инженерно-геологических изысканиях для строительства подпорной стенки у пристройки РЛС Черновицкого телецентра, г. Черновцы. ЧФ "Гипрогражданпромстрой". Архів ЧВ ТОВ "Геотехнічний інститут" (Спр.82/3).*

60. Станишевский, В. А., Иошпа, И. М., Рогинская, Р. И., & Камницкая, Т. И. (1976). *Отчет об инженерных изысканиях для строительства бассейна базы отдыха Черновицкого машиностроительного завода в р-не горы Цецыно. ЧОКИ ЛФ "УкрГГИИНТИЗ". Архів ЧВ ТОВ "Геотехнічний інститут" (Спр.7455. Т. 2.).*

61. Стрельник, В., Бабенко, И., Левченко, В., & Малышенко, В. (1978). *Технический проект благоустройства и озеленения зоны отдыха у озера по ул. Нововинницкой в г. Черновцы. Отчет об инженерно-геологических*

изысканиях. ГРИ “Укргипроинжпроект”. Киев. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр. 118. Т.1.).

62. Тойберман, С. М., Залевский, В. Г., & Олейник, В. О. (1989). *Техническое заключение об инженерно- геологических изысканиях для строительства жилого дома для малосемейных на 102 кварт. Черновицкого госуниверситета по ул. Ровенской в г. Черновцы. ЧОКИ ЛФ “УкрГІІІНТІЗ”.* Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут”. (Спр.7612).

63. Цуканова, Т. М., Кноблех, Г. В., Уралова, Л. В., Рабина, Л. Л., Яловенко, Л. А., & Небога, Ю. И. (1987). *Материалы инженерно- геологических изысканий для застройки жилого микрорайона №1 в Садгорском районе г. Черновцы. Текст записки с приложениями. Книга 2. Графические приложения. УкрГІІІНТІЗ. Киев. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут”.* (Спр. 180, Кн.1).

64. Шавранський, В. Ф., Олійник, В. О., & Полевецький, В. І. (2018а). *Технічний звіт про інженерно-геологічні вишукування для проекту муніципального водного господарства м. Чернівці на ділянці: водозабір “Біла”.* Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут”. (Спр. 7833).

65. Шавранський, В. Ф., Олійник, В. О., & Полевецький В.І. (2018b). *Технічний звіт про інженерно-геологічні вишукування для проекту муніципального водного господарства м.Чернівці на ділянці: Магістральний водогін з Шубранця до р. Прут. Заміна магістрального трубопроводу після р. Прут “Стара труба”, зона зсувів.* Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр. 7834).

66. Шавранський, В. Ф., Олійник, В. О., & Полевецький, В. І. (2018с). *Технічний висновок про інженерно-геологічні вишукування, обстеження, діагностика стану та визначення характеристик ділянки автомобільної дороги Н-03 Житомир – Чернівці, км 348+500 – км 349-100 (експлуатаційне утримання) – інженерний захист.* Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр.7846).

67. Шавранський, В. Ф., Олійник, В. О., & Полевецький, В. І. (2018d). *Технічний звіт про інженерно-геологічні вишукування для проекту муніципального водного господарства м. Чернівці на ділянці: Підземний водозабір "Магала". ЧФ ПрАТ "Геотехнічний інститут". Архів ЧВ ТОВ "Геотехнічний інститут" (Спр. 7868).*

68. Шавранський, В. Ф., Олійник, В. О., & Полевецький, В. І. (2020a). *Технічний висновок про інженерно-геологічні вишукування для будівництва багатоквартирних житлових будинків з клубними приміщеннями (приміщення для публічних виступів, позашкільного навчання та гуртків) на бульварі Буковинського віча, 4 в м. Чернівці. Архів ЧВ ТОВ "Геотехнічний інститут". (Спр. 7936).*

69. Шавранський, В. Ф., Олійник, В. О., & Полевецький, В. І. (2020b). *Технічний висновок про інженерно-геологічні вишукування для будівництва буковинського центру відновного лікування та комплексної реабілітації "Школа життя" за адресою вул. Підкови Івана, 11 в м. Чернівці (передпроектні роботи). Архів ЧВ ТОВ "Геотехнічний інститут" (Спр. 7971).*

70. Шавранський, В. Ф., & Полевецький, В. І. (2021). *Технічний висновок про інженерно-геологічні вишукування для нового будівництва будівлі торговельного призначення з вбудованими приміщеннями для побутового та житлового використання (апартаменти) по 2 пров. Щербанюка, 11 в м. Чернівці. Архів ЧВ ТОВ "Геотехнічний інститут" (Спр. 7990).*

71. Шавранський, В. Ф., & Полевецький, В. І. (2023). *Технічний висновок про інженерно-геологічні вишукування по об'єкту: "Нове будівництво багатоквартирного житлового будинку з паркінгом по вул. Романа Шухевича, поряд з будинковолодінням №26 в м. Чернівці". Архів ЧВ ТОВ "Геотехнічний інститут" (Спр. 8117).*

72. Шавранський, В. Ф., Полевецький, В. І., Олійник, В. О., & Українцева, О. В. (2018). *Геологорозвідувальні роботи по сприятливості для будівництва як складової містобудівної документації (з картами інженерно-будівельної оцінки)*. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр. 614).

73. Шавранський, В. Ф., Полевецький, В. І., Олійник, В. О., & Українцева, О. В. (2023). *Технічний висновок про інженерно-геологічні вишукування для капітального ремонту (благоустрою) південної частини парку “Жовтневий” обмеженої вул. В. Комарова - вул. Південно-Кільцевою - вул. С. Воробкевича-проїздом Парковий в м. Чернівцях (відновлення елементів благоустрою)*. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр. 8078).

74. Юдин, Ю. П. (1991). *Отчет по наблюдениям за перемещением опор и поверхностных марок на оползневом склоне аварийной прокладки 2-ой нитки водовода Днестр-Черновцы» у с. Биля. ГПИ “Укрспецстройпроект”. Днепропетровск*. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр. 5079).

75. Яковенко, П. П. (1978). *Заключене об инженерно-геологических условиях участка предполагаемого строительства телебашни и технического здания на г. Цецина в г. Черновцы по результатам работ I этапа*. УкрГГИИНТИЗ. Киев. Архів ЧВ ТОВ “Геотехнічний інститут” (Спр.113).

ДОДАТКИ



ТОВ «ГЕОТЕХНІЧНИЙ ІНСТИТУТ»

ЧЕРНІВЕЦЬКИЙ ВІДДІЛ

79070 Львівська обл., м.Львів, вул. Кульпарківська будинок 226Ж Тел.(0322) 94-97-61, факс 94-97-57, UA90325365000000260060053568 в Львівському відділенні ЦФ ПАТ Кредобанк (Україна)
м.Львів МФО 325365 Код ЄДРПОУ 02497915

big 10.03.25r

№ 12

на №.

ДОВІДКА

**про впровадження результатів наукових досліджень
в практику діяльності організації**

Чернівецький відділ ТОВ «Геотехнічний інститут» засвідчує, що результати наукових досліджень і розробок Василя Шавранського, виконаних у межах дисертаційної роботи на тему: «Еволюція передкарпатської частини долини р.Прут у пізньому кайнозої (на основі матеріалів інженерно-геологічних вишукувань)», активно використовуються в практичній діяльності підприємства.

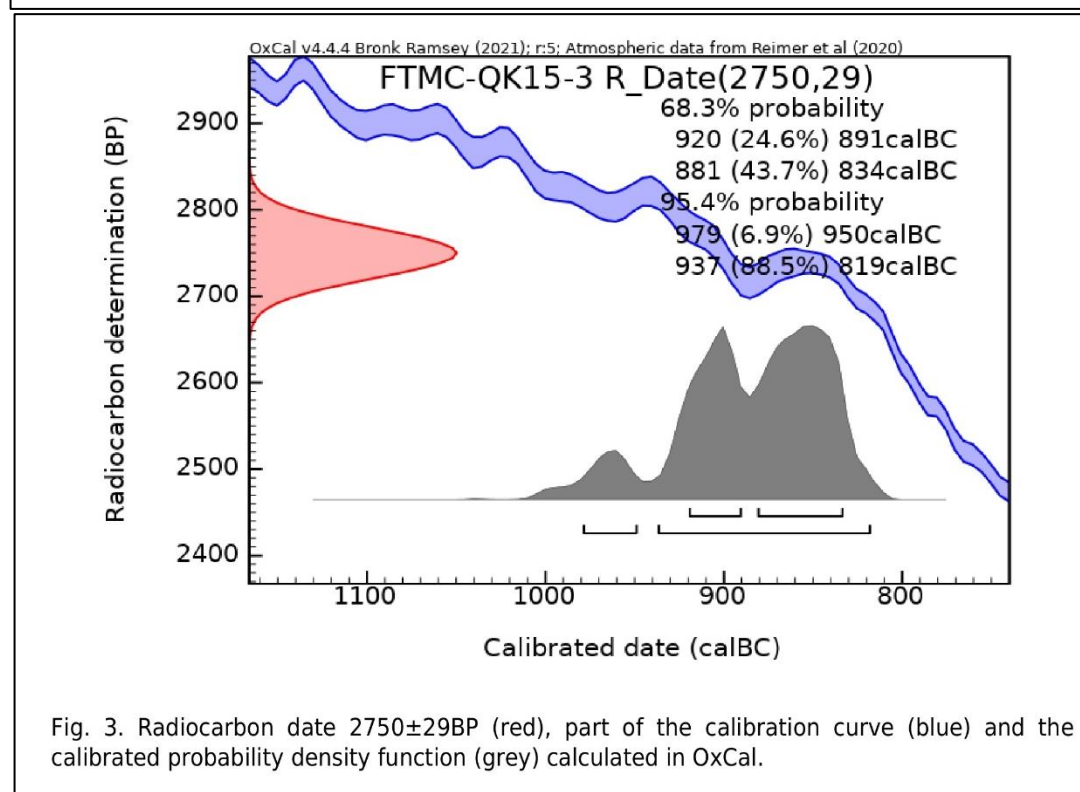
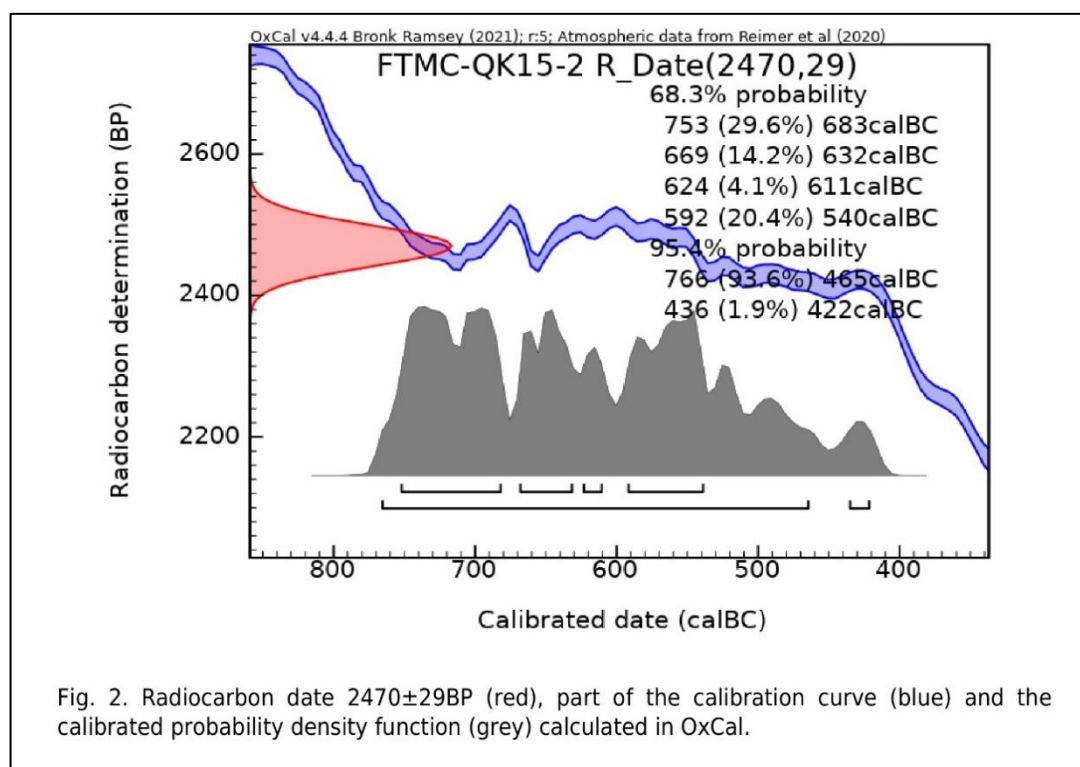
Використання цих результатів забезпечує більш глибоке розуміння геологічних особливостей регіону, що, у свою чергу, допомагає знизити ризики, пов'язані з експлуатацією споруд у складних інженерно-геологічних умовах.

Начальник Чернівецького відділу
ТОВ «Геотехнічний інститут»



Василь

Василь ПОЛЕВЕЦЬКИЙ



Додаток В

Наукові праці, в яких опубліковані основні наукові результати дисертації:

Наукові праці у виданнях, включених до переліку наукових фахових видань України:

1. Рідуш, Б., & Шавранський, В. (2024). Неотектонічні рухи в долині р. Прут: записи у карсті та відкладах річкових терас. *Проблеми геоморфології і палеогеографії українських Карпат і прилеглих територій*. 02(17), 160-172. <http://dx.doi.org/10.30970/gpc.2024.2.4564> (особистий внесок: здобувач проаналізував геолого-геоморфологічну будову долини р. Прут між селами Драниця та Крива; побудував карту терасових рівнів з виділенням лінеamentів; описав розріз печерних відкладів у залі Чернівецьких спелеологів у печері Попелюшка).

2. Шавранський, В. (2024). Геологічна будова четвертинних відкладів днища долини р. Прут в районі «Чернівецьких воріт» (за даними інженерно-геологічних розвідок). *Науковий вісник Чернівецького університету : Географія*, (847), 44-54. <https://doi.org/10.31861/geo.2024.847.44-54>

3. Шавранський, В., & Рідуш, Б. (2024). Геолого-геоморфологічна будова долини р. Прут в районі м. Чернівці (за даними інженерно-геологічних розвідок). *Науковий вісник Чернівецького університету : Географія*, (849), 122-134. <https://doi.org/10.31861/geo.2024.849.122-134> (особистий внесок: здобувачем проаналізовано інженерно-геологічні матеріали (більше 3 500 св.), це дозволило отримати достовірну інформацію про геологічну будову надзаплавних терас р. Прут та виконати побудову геологічних розрізів; проведено реконструкцію поверхні корінних глин; вперше виділено та описано поховані долини в межах м. Чернівці).

Наукові праці, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації:

1. Рідуш, Б., Поп'юк, Я., & Шавранський, В. (2021). «Закриття» печерного палеоліту в печері Думка. *Пам'ятки Тустані в контексті освоєння*

Карпат: Матеріали V Міжнародної науково-практичної конференції до 50-ліття експедиції в Тустані (Львів, 30 вересня – 1 жовтня 2021 р.), 13-15. <https://archer.chnu.edu.ua/xmlui/handle/123456789/2794> (особистий внесок: здобувач брав участь в польових дослідженнях, описував геологічні розрізи).

2. Поп'юк, Я., Рідуш, Б., & **Шавранський, В.** (2021). Заселення долини Верхнього Пруту в пізньому плейстоцені. *Культурний ландшафт як географічний феномен: Матеріали Міжнародної наукової конференції (Чернівці, 23 – 25 вересня, 2021 р), 77- 78. <https://archer.chnu.edu.ua/xmlui/handle/123456789/2788> (особистий внесок: здобувач описав геологічний розріз терасових відкладів).*

3. Рідуш, Б., Купріч, П., Поп'юк, Я., **Шавранський, В.**, Костюк, У., & Рідуш, О. (2021). Печери Баламутівського берега Дністра. *Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій. Матеріали доповідей 12 науково-практичного семінару за міжнародної участі (Львів, 25– 26 листопада 2021 р.), 126- 130. <https://archer.chnu.edu.ua/xmlui/handle/123456789/3014> (особистий внесок: здобувач описав природні відслонення та проводив топографічну зйомку печер).*

4. **Шавранський, В.** (2023). Геологічна будова нижніх терас долини р. Прут в районі «Чернівецьких воріт» (за даними інженерно геологічних розвідок). *Всеукраїнський науковий семінар пам'яті професора Володимира Круля «Історична географія» (Чернівці, 21–22 вересня, 2023 р.), 85-88. <http://terra.chnu.edu.ua/istorychna-geografiya-v-ukrayini/>*

5. Рідуш, Б., **Шавранський, В.**, Фішук, М., Бондар, К., & Купріч, П. (2024). Нова велика лабіринтова печера у гіпсовому карсті Припруття. *Матеріали доповідей XIV науково-практичного семінару за міжнародної участі «Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат та прилеглих територій» (Львів, 12-15 вересня, 2024 р.), 46-49. https://geography.lnu.edu.ua/wp-content/uploads/2024/09/Materialy-15_sem_Problemy-heomorfolohii_2024.pdf (особистий внесок: здобувач відкрив нову печерну систему, проводив топографічну зйомку та опис відслонень).*

6. Ridush, B., Rekovets, L., Popiuk, Y., Ridush, O., & **Shavranskyi, V.** (2021). Martynivka: A new cave site with Late Pleistocene small mammals' fauna in the Middle Dniester area (Ukraine). *Proceedings of INQUA SEQS 2021 Conference*, (Wrocław, Poland, 2021), 98 - 99. <https://archer.chnu.edu.ua/handle/123456789/3102> (особистий внесок: здобувач брав участь у польових дослідженнях та описував розрізи).

7. Ridush, B., **Shavransky, V.**, & Ridush, O. (2022). Cave sediments and tectonic records in gypsum karst of the Prut River valley. *Climate and Environmental Changes in Central-Eastern Europe. Past, Present and Future (CECCEE-2022)*, 2(1): Special Issue: Climate and Environmental Changes in Central-Eastern Europe: Past, Present and Future, 24-25. <https://geoconcept-journal.com/index.php/geosp/article/view/75> (особистий внесок: здобувач проводив польові дослідження, описав розріз в печері Попелюшка).

8. Ridush, B., Popiuk, Y., Kononenko, O., **Shavransky, V.**, & Ilkiv, M. (2024). The traces of Upper Paleolithic hunters on the Upper Prut. In *4th Conference «World of gravettian hunters»*, (Krakow, Poland, 20–24 May, 2024), 65-66. <https://archer.chnu.edu.ua/xmlui/handle/123456789/10446> (особистий внесок: здобувачем проводились польові дослідження розрізу середніх терас р. Прут).

Відомості про апробацію результатів дисертації

1. V Міжнародна науково-практична конференція до 50-ліття експедиції в Тустані, Львів, 30 вересня – 1 жовтня 2021 року.

2. Міжнародна наукова конференція “Культурний ландшафт як географічний феномен”, Чернівці, 23 – 25 вересня, 2021 року.

3. XII науково-практичний семінар за міжнародної участі “Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій”, Львів, 25– 26 листопада 2021 року.

4. Всеукраїнський науковий семінар пам’яті професора Володимира Круля «Історична географія», Чернівці, 21–22 вересня, 2023 року.

5. XIV науково-практичний семінар за міжнародної участі «Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат та прилеглих територій», Львів, 12-15 вересня, 2024 року.

6. *Conference INQUA-SEQS “Quaternary Stratigraphy – palaeoenvironment and humans in Europe”*, Wrocław, Poland, 13.12.2021.

7. *Conference “Climate and Environmental Changes in Central-Eastern Europe. Past, Present and Future”*, Suceava, Romania, November 2022.

8. *4th Conference «World of gravettian hunters»*, Krakow, Poland, 20–24 May, 2024.